

Lund 1972

MEDDELANDEN FRÅN LUNDS UNIVERSITETS GEOGRAFISKA
INSTITUTION

SERIE AVHANDLINGAR NR 66

GEOMORPHOLOGICAL STUDIES IN THE SOUTH-SWEDISH HIGHLANDS

WITH SPECIAL REFERENCE TO THE GLACIAL FORMS

BY

TORSTEN PERSSON



GEOMORPHOLOGICAL STUDIES IN THE SOUTH- SWEDISH HIGHLANDS

with special reference to the glacial forms
by

TORSTEN PERSSON
fil. lic., kr

AKADEMISK AVHANDLING

som för filosofie doktorsexamen vid Lunds Universitets matematisk-naturvetenskapliga fakultet framlägges till offentlig granskning på geografiska institutionernas föreläsningssal fredagen den 28 april 1972 kl. 10.00.

LUNDS UNIVERSITETS NATURGEOGRAFISKA
INSTITUTION



Digitized by the Internet Archive
in 2026



CONTENTS

INTRODUCTION	3
ABSTRACT	4
THE LAST ICE MOVEMENT AND THE WORK OF THE ICE	4
CLASSIFICATION OF DRUMLINS AND DRUMLINOID MORaine FORMS	9
LOCALITY DESCRIPTIONS	15
THE DRUMLIN FIELDS OF NORTHERN SCANIA AND SOUTHERN SMÅLAND	15
<i>The Lake Lursjön District. A drumlin field in northern Scania</i>	15
THE DRUMLIN FIELDS OF CENTRAL SMÅLAND	21
<i>The Emå valley District. A drumlin field in central Småland</i>	21
THE DRUMLIN FIELDS OF NORTHERN SMÅLAND	22
<i>The drumlin district from Lake Sommen to Lake Åsunden</i>	22
STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL	23
<i>Analyses in the drumlin fields</i>	23
MORaine RIDGES WITH ORIENTATION MAINLY TRANSVERSE TO THE STRIAE	26
TRANSVERSE MORaine RIDGES IN NORTHERN SCANIA	26
<i>The Havraljunga–Vesljunga–Visseltofta District</i>	26
STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL	28
<i>Analyses in the transverse ridges</i>	28
TRANSVERSE RIDGES IN SOUTHERN SMÅLAND	30
<i>The Karsemäla–Steglehylte District</i>	30
HUMMOCKY MORaine REGIONS WITH EXAMPLES FROM THE SOUTH SWEDISH HIGHLANDS	36
HUMMOCKY MORaine REGIONS IN SOUTHERN SMÅLAND	36
<i>The Misterhult–Ekshult–Exhult area, NE of Markaryd</i>	36
STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL	39
<i>Analyses in hummocky moraine regions</i>	39
RADIAL MORaines OF UPPER SURFACE LAYERS	40
MORPHOGENETICAL DISCUSSION	40
DRUMLINS AND MORaine FORMS RELATED TO THEM	41
MORaine RIDGES MAINLY TRANSVERSE TO THE STRIAE	43
HUMMOCKY MORaine REGIONS	46
CLASSIFICATION OF THE TILL	46
THE REGIONAL DISTRIBUTION OF MORaine FORMS	47
SOME DISTRICTS WITH DRUMLINS AND DRUMLINOID MORaine FORMS	49
a. <i>The Lake Lursjön District. A drumlin field in northern Scania</i>	49
b. <i>The drumlin District between Osby and Visseltofta</i>	50
c. <i>The Lake Möckeln District. A drumlin field in southern Småland</i>	51
d. <i>The drumlin district from Lake Femlingen to Lake Åsnen</i>	51
e. <i>The Lake Helgasjön District</i>	52
f. <i>The Lake Bolmen District</i>	52
g. <i>The drumlin landscape of W Blekinge</i>	52
h. <i>The Emå valley District. A drumlin field in central Småland</i>	52
i. <i>The drumlin district from Lake Sommen to Lake Åsunden</i>	53
DRUMLIN FIELDS IN OTHER AREAS – A SHORT SUMMARY	53
SOME AREAS WITH MORaine RIDGES MAINLY TRANSVERSE TO THE ICE MOVEMENT	53

1. The Linnestofta–Bjärrod District	53
2. The Havraljunga–Hygnarp–Vesljunga District	53
3. The Vesljunga–Visseltofta District	55
4. The Visseltofta–Skåparyd District	55
5. The basin of Lake Kraxasjön	55
6. The Fjärholma District	56
7. The basin of Lake Store sjön	56
8. The basin of Lake Farstusjön	56
9. The Mannarp–Sibbarp District	56
10. The bog at Kalhult	56
11. The basin of Lake Hamsarpasjön	57
12. The Tviggasjö–Tågarp District	57
13. The Karsemåla–Steglehylte District	57
14. The area S of More Kastell	57
15. The area S of Åseda around Lake Hultbren	57
16. The area E of Lake Örken	57
HUMMOCKY MORAINÉ REGIONS WITH EXAMPLES FROM THE SOUTH SWEDISH HIGHLANDS	58
17. The Misterhult–Ekhult–Exhult area, NE of Markaryd	58
18. The hummocky moraine region S of Tågarp & Tviggasjö	58
CONCLUSIONS	58
REFERENCES	59
THE MAPS AND THE AERIAL PHOTOGRAPHS	66
ACKNOWLEDGEMENTS	67

INTRODUCTION

The present paper forms a doctor thesis with investigations published in the following four papers:

I. Moränmorfologi inom delar av sydsvenska höglandets södra randzon. (Moraine morphology in parts of the southern border of the South-Swedish Highlands).

Sv. geogr. årsb. 42. 1966, pp. 98–108.

II. Glacifluvial morfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. (Glacifluvial morphology in parts of the southern border of the South-Swedish Highlands). Sv. geogr. årsb. 43. 1967, pp. 241–247.

III. Skuror och andra erosionsrännor inom Smålands högland. En geomorfologisk undersökning. (Canyons and erosion channels in the Highlands of Småland. A geomorphological investigation). Sv. geogr. årsb. 45, 1969, pp. 73–98.

IV. Några HK-indikationer i södra Sverige. (Some examples of the highest shore line in southern Sweden). Sv. geogr. årsb. 47. 1971, pp. 73–91.

The author's manuscript of 1962, 'A morphological study in northern Scania', was the beginning of the research which led to this thesis. Meanwhile, however, many questions and problems which have arisen, have taken on greater proportions, and at the same time the area of research has been extended to include a great part of the highlands of central southern Sweden. Professor K. E. Bergsten showed at an early stage the great moraine morphological problems in this area, and therefore a great deal of the work has been devoted to the making and collecting of new maps in an effort to describe different moraine forms, their genesis and regional spread within the area studied.

Aerial photographs, topographical and geological maps together with a great number of local, municipal and town-planning maps have been the basis of the charting. The investigation of the key areas has been followed up by detailed field studies, while other areas have been more generally mapped by the use of aerial photographs and other means. This detailed mapping has in many ways led to an increased knowledge, even of the composition, structure and genesis of the moraines (PERSSON 1966) and of the glacifluvial deposits in the area as well as the erosion of the glacifluvial water (PERSSON 1967, 1969). The controversial problems of the highest shoreline have been discussed as the starting point of glacial morphological investigations (PERSSON 1971).

The morphology of the South Swedish Highlands has been discussed earlier by some authors, but it is an area which of some reasons have been investigated in a less degree than the surroundings. Among others the author has studied work of HUMMEL (1877, a, b & c), STRANDMARK (1885), DE GEER (1910), STOLPE (1911), DE GEER (1913), BJÖRNSSON (1936, 1937, 1953), BERGSTEN (1943), BERGDAHL (1953), MATTSSON (1955) GILLBERG (1955, 1956, 1965), JOHNSON (1956), KNUTSSON (1962, 1971), RYDSTRÖM (1964, 1971) dealing with this region.

ABSTRACT

This paper, pp. 4–67, includes a classification of moraine forms within the South Swedish Highlands especially within the southern peneplained archaean surface. It is a region with a complicated mosaic pattern of irregular and more regular moraine forms. Among the regular forms elongated ridges – drumlins or with them related forms – parallel or subparallel to the ice movement dominate the landscape in some areas, while they are almost totally lacking in others. In small depressions and on the smooth, peneplained surfaces ridges and hills are more common. Sometimes there is visible orientation transverse to the ice movement among the latter ridges, which might indicate terminal moraines. The investigation will, however, show a relationship between the transverse ridges and the hills as well as the irregular till masses and indicates an origin from a stagnant dead ice.

The maps, the analyses and the discussions are meant as a key for further investigations within the area.

THE LAST ICE MOVEMENT AND THE WORK OF THE ICE

Within the inland areas the loose stratifications are, as a rule, more than five m thick; due to this the possibilities of finding suitable rockfaces for the purpose of study are meagre. On the slightly decomposed bedrock surface it is only in exceptional cases that it has been possible to find well preserved outcrops with the glacial sculpture intact. This fact applies especially to the gneissic areas of northern Scania and southern Småland. With this in mind a ten-year period of field study has been concentrated on following up the small areas that have recently been exposed. It has however been possible to find well preserved rock surfaces adjacent to lake surfaces and running water throughout the whole area.

Representative parts of the ice striae observations have been concentrated to the key maps in this paper and (PERSSON 1966, p. 99, 1967, p. 242, 1969, p. 74). It is already possible to observe the fundamental differences that prevail in regard to deglaciation and the movement of the ice, the degree of ice-lobation and division, if one compares the broken terrain of northern and central Småland with the peneplainlike surfaces of northern Scania and southern Småland. In the south the area is characterized by a steady ice movement from N, NNE and NE, but it is continually possible to follow the change of direction from N and NE to ENE. The latter striae are younger following the underlying topography less closely, and it is highly probably that they originate from a less plastic ice mass.

At the retreat of the ice sheet from S and SW in over the highland, the western sea and the horst region of Scania have influenced the flow of the ice stream, which prematurely led to a movement towards the SW and WSW. On the geological maps of Halmstad and Laholm the edge of the ice sheet is clearly visible, stretching from NW to SE (cf. CALDENIUS, LARSSON, MOHRÉN, LINNMAN, TULLSTRÖM 1966, p. 55 & 63, MOHRÉN, LARSSON 1968). During the recession in over the highland facet, this trend continued, and the finally rigid ice has accentuated it even more (LINDSTRÖM 1877, 1898). The northern horst line of Hallandsåsen has played an important part, also for the landscape lying N and NE of it. First in northern Scania, E of the Helge River the movement is from NNE and N, which continues to Lake Asnen (cf. HUMMEL 1877, a, b, BLOMBERG, 1892, 1895), but here as well there has been a changing movement towards the SW, the traces of which can now be followed in a number of coarse, rigid striae and some ice-polished rock outcrops (cf. RYDSTRÖM 1964, 1971).

In spite of the smooth relief, isolated archaean ridges and shallow valleys have been able to control the plastic ice. A number of examples are to be found in the drumlin fields, where sometimes ridges diverge from the common ice movement. More or less distinct icelobes have also been found here and there. This is most clearly indicated in the basin of Lake Asnen (JOHNSON 1956, p. 252). When the influence of bedrock is more pronounced, the deviations increase, and the ice has in many cases, been divided into lobes and tongues, particularly near the coast (BERGDAHL 1953, p. 50, FRISEN 1961).

Due to the evolution, which is obvious in the highlands, the summits, ridges and hills have to some extent been deglaciated before the valleys (GILLBERG 1955, 1956). In the Emå valley a deviation towards the E is most common, but local topographic obstacles have, in many cases, influenced the ice

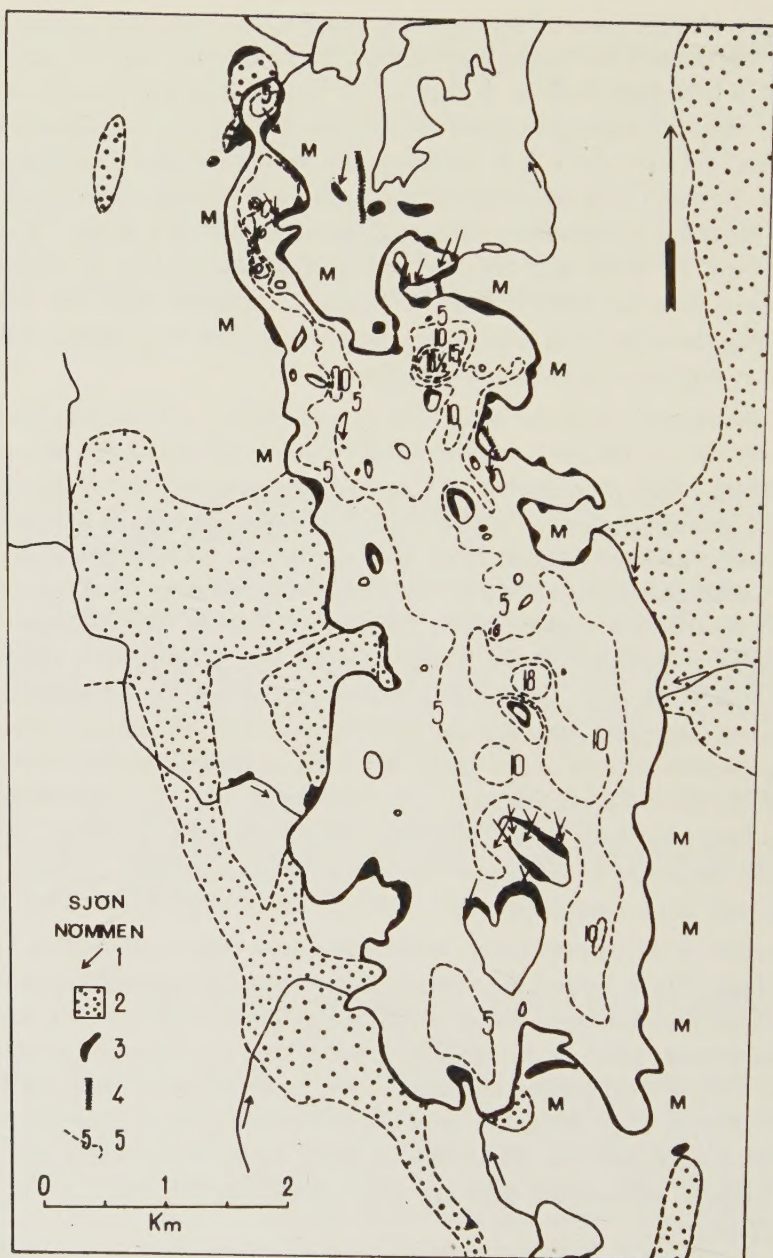


Fig. 1. Lake Nömmen situated between Vetlanda and Nässjö. 1) Striae. 2) Glaci-fluvial deposits. 3) Rock outcrop. 4) Dike of diabase. 5) Isobath. M=moraine areas. — Notice the ice directions from NNW and NNE as well as the bottom topography. — Godkänd ur sekretesspunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk. 1972.01.13.

stream (PERSSON 1969, p. 74). The most interesting area, however is the one near the centre of the ice-cap, near the recent parting of the waters. In some cases the change of ice movement, now from the NW to the NNE, is due to the tectonic pattern that is valid for the Lake Nömmen basin (fig. 1), where many rocks have been striated from NW and N to NNE. The former direction is older and more dominating, while the latter consists of rigid striae in the upper parts. Remarkably, however, some places with the same striae, are to be found at a high level such as Hult at Lake Storesjön (STOLPE 1892), near the hospital of Eksjö and at Bränstorp, NNW Eksjö. Even supposing there is room for further investigations in these regions, it can be asserted that extreme change of ice direction from NW to NNE 300 m a.s.l. is to be found in the glaciological evolution, whilst the ice culmination point has moved towards NE (cf. GILLBERG 1965 p. 454). The final movement from the NNE has, however, been short, which explains why the rock surfaces have not been polished to any considerable degree (fig. 2). Disturbances in the glaci-fluvial deposits as well as short moraine-ridges with an orientation E-W or ESE-WNW may possibly confirm this theory.

The orientation of drumlins in certain areas is remarkable too (fig. 7) indicating a younger ice movement from NNE.



Fig. 2. Rockoutcrop in the S part of Lake Nömmen SE of Nässjö. Striae in granite from NNE ($N 15^{\circ}E$), younger, and crescentic cracks (the pencil) indicating a movement from NW ($N 30^{\circ}W$), older. (cf. fig. 1). — Photograph, Assistant Master Kjell Georgsson, Söndrum.

When the bedrock surface is almost totally covered with loose deposits, it is hazardous to talk about the erosion of the icesheet on the prequaternary weathering surface. The relief of bedrock is, however, influenced by the erosion of the ice. This is particularly clear in the forms taken by the lake basins in southern Småland compared with the northern part (SAHLSTRÖM 1942). In the north the ice had got room to work at a deeper level (HILLEFORS 1969, p. 25 f). Obviously also the quantity of boulders and the bedrock-dust at the ice-bottom play an important part in the movement of the ice mass over the ground and in the erosion on the rocks.

The most obvious evidence of limited deep erosion in the southern peneplain region is the existence of shallow valleys with remaining kaolin in northern Scania (LUNDEGREN 1934, WEIMARCK 1942, 1955, TROEDSSON 1954). They are connected with the cretaceous system, but are in fact to be found a long way from there, particularly in valleys of transverse direction, but also in other small basins. For instance in some cases at Ubbarp and Tviggasjö, E Bjärnum it is possible to register how kaolin clay is lifted up a short way from the valley in the hilly and hummocky moraine region. It is the only locality with fine-grained, clayey till poor in boulders (cf. EKSTRÖM 1936). Consequently the ice has hardly moved all the material from the smooth archaean surface (TROEDSSON 1954, p. 82), but in spite of that one can find extremely well polished rock surfaces and roches moutonnées as soon as the bedrock becomes higher than its surroundings. The flat upper surfaces have also a fine, detailed sculpture, which shows that erosion has been uneven.

Having sufficient space the erosion of the ice has gone deep in the lake basins and valleys (PERSSON 1932, HILLEFORS 1969, p. 28). This tendency is clear in northern and central Småland, where the relief and the tectonic joints and structural valleys have directed the erosion long before the quaternary times. The tectonic landscape has however been prepared in detail by glaciation. The fine glacial sculpture in the coastal region can be followed far inland in the form of wellpolished upstream sides, and fragmented downstream sides, together with rock drumlins, roches moutonnées and glacial valleys. In the lake basins the dominant ice movement is visible (fig. 1). The deep erosion in small lakes goes down as far as 15 to 20 m, while in the larger ones the erosion is much deeper (BJÖRNSSON 1937, SAHLSTRÖM 1942). These phenomena are found in many places all over the highlands. Lakes transverse to the ice direction as Lake Lursjön (JONASSON, JONSSON, PERSSON 1970), Lake Norra sjö (TRYBOM 1901) are formed as shallow troughs, while the lakes in the ice direction are much deeper. Consequently,

also in northern and central Småland one may possibly find prequaternary deposits in situ in some other valley, which has not been studied up to now (cf. BJÖRNSSON 1937, p. 80, KNUTSSON 1962).

Investigations concerning the movement and work of ice within the area have to go on in order to solve this problem.

CLASSIFICATION OF DRUMLINS AND DRUMLINOID MORaine FORMS¹⁾

Drumlins have been looked upon as one of the most perfect geomorphological forms (HÖGBOM 1905, EBERS 1926, 1937, BJÖRNSSON 1953, REED, GALVIN, MILLER 1962, SMALLEY, UNWIN 1968). Generally they are built up of ground moraine with the long axis in the direction of the latest ice movement. A lot of such moraine forms do not come up to the ideal of a perfect drumlin and will be called drumlinoids, i.e. they are drumlin-like.

The author's paper (1966) together with a further investigation in northern and central Småland will lay the basis for a comprehensive classification. Concerning the mapping attention has been paid to the orientation of moraine forms, position in the terrain, their length, width and the relation between them. The due position between cross- and length-section as well as the presence of a solid core or not in the forms has been recorded (Table 1). The drumlin-ridges investigated have as a rule an ellipse-shaped or ellipsoid appearance (REED, GALVIN, MILLER 1962, p. 202): 'that drumlins closely approximate the ellipsoidal form, but depart slightly from it in the vicinity of their summits'. Also the point of intersection between the long and short axis can vary in position.

With regard to the recorded information (Table 1) one can find the first five drumlins in the classification system (cf. fig. 3).

1. The summit on the distal side, length-section asymmetric, cross-section symmetric, the upper surface more or less ellipse-shaped.
2. The summit on the distal side, almost only a pre-crag of moraine on the side from which the ice approached, length-section asymmetric, cross-section symmetric and the upper surface more or less ellipse-shaped.
3. Central summit, length- and cross-section symmetric, the upper surface ellipse-shaped.

1) The classification system in this paper has progressed with regard to the nomenclature in other classification systems of drumlins (cf. CHAMBERLIN 1894, HÖGBOM 1905, EBERS 1926, 1937, CHORLEY 1959, REED, GALVIN & MILLER 1962, SMALLEY & UNWIN 1968, DOORNKAMP & KING 1971).

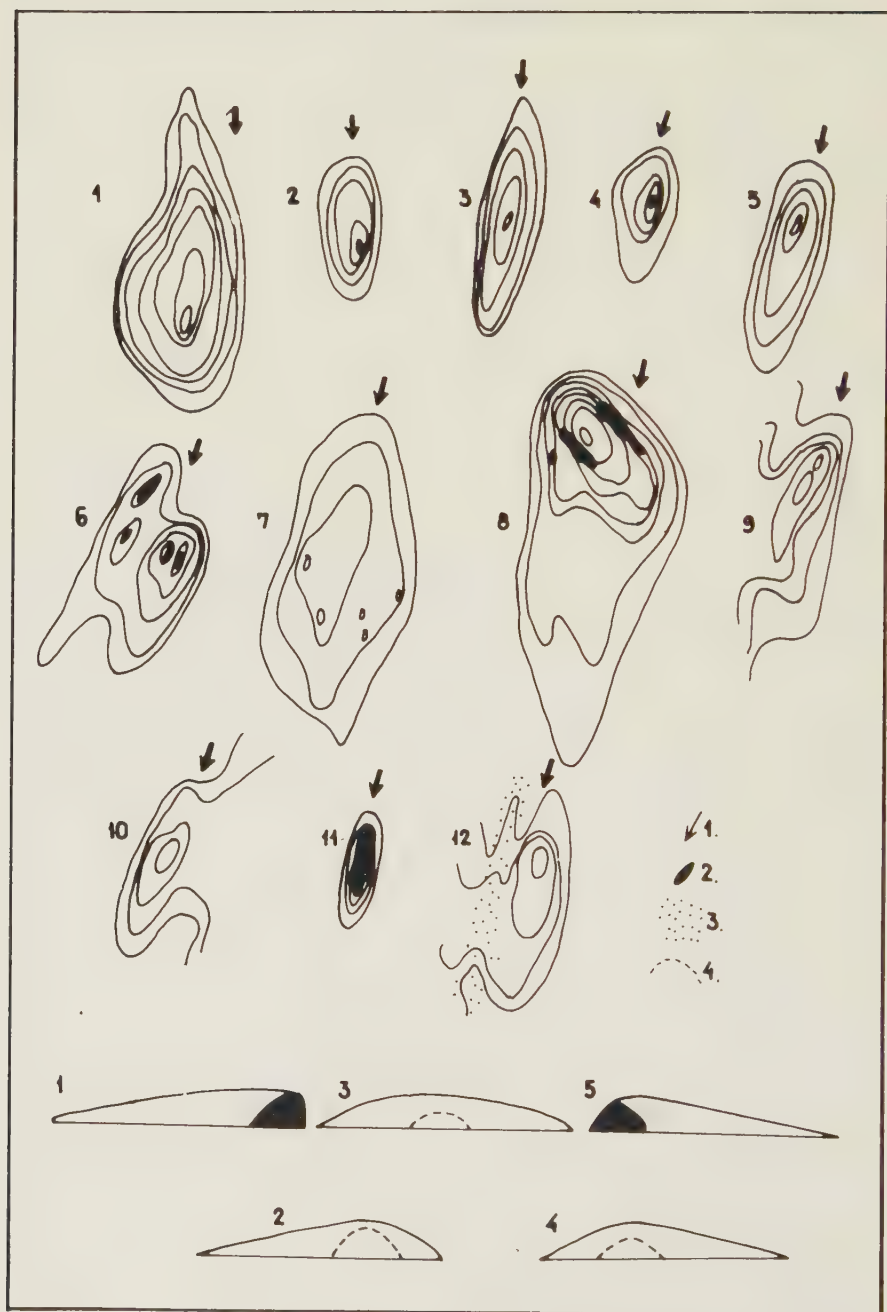


Fig. 3. Classification of drumlins and drumlin-like moraine ridges. 1) Glacial striae. 2) The solid core observed. 3) Glaci-fluvial deposits. 4) The solid core supposed.

Table 1. Classification of drumlins, some examples.

No	Direction	Length metres	Width metres	Elongation Length/Width	Metres a.s.l.	Symmetric Length- section	cross- section	Solid core observed	Type No	k- value
100	N 60 E	700	350	2,0	45-75	+	+	-	3	2,2
101	N 65 E	900	300	3,0	65-95	+	+	+	3	3,3
102	N 60 E	1000	400	2,5	50-90	+	+	+	3	2,6
103	N 50 E	800	300	2,7	50-75	-	+	+	5	2,7
104	N 50 E	600	350	1,7	50-60	+	+	-	3	2,0
105	N 35 E	800	300	2,7	45-75	-	+	+	4,12	2,9
106	N 45 E	1000	300	3,3	60-75	-	+	+	5	3,6
107	N 20 E	900	400	2,3	45-80	-	+	+	4	2,4
108	N 25 E	500	200	2,5	60-75	-	+	+	4	2,7
109	N 30 E	1100	350	3,1	50-80	-	-	+	10	3,4
110	N 50 E	1000	250	4,0	45-75	-	+	+	5	4,1
111	N 40 E	1300	350	3,7	55-80	+	+	+	3	4,0
112	N 50 E	800	300	2,7	55-65	+	+	+	3	2,8
113	N 35 E	1000	300	3,3	50-70	+	+	+	4	3,4
114	N 30 E	800	400	2,0	60-80	+	+	+	3	2,0
115	N 40 E	800	250	3,2	60-80	-	+	+	4	3,2
116	N 35 E	1700	500	3,4	60-95	-	+	+	4	3,5
117	N 30 E	750	250	3,0	55-75	+	+	+	6	3,1
118	N 35 E	750	250	3,0	55-85	-	+	+	5	3,0
119	N 15 E	1000	300	3,3	50-75	-	+	+	8	3,3
120	N 35 E	900	300	3,0	55-75	-	-	+	9	3,1
etc. etc.										

This table refers to the map (PERSSON 1966, p. 99). The value of k is calculated from the length of the drumlin (a) and its area (A) by the following equation: $k = a^2 \pi / 4 A$ (DOORNKAMP, KING 1971, p. 300). The k -value is calculated only from areas with contour maps, but there is a good correlation between the k -value and the elongation within all observations. The directions of drumlins are classified in the following sections: 5, 10, 15, 20, 25 etc.

4. The summit on the proximal side, almost only a tail of moraine at the lee side, length-section asymmetric, cross-section symmetric, the upper surface more or less ellipse-shaped.
5. The summit on the proximal side, only a tail of moraine at the lee side, length-section asymmetric, cross-section symmetric, the upper surface more or less ellipse-shaped.

No 3 is more like the ideal drumlinform (CHORLEY 1959, p. 342), while nos 1 and 5 consists of more drumlinoid variations, which have been investigated earlier in the highlands area (BJÖRNSSON 1937, 1953, JOHNSON 1956, RYDSTRÖM 1964, 1971, KNUTSSON 1971). The regional distribution was then also discussed. Nos 2 and 4 are locked upon as intermediate forms between the two mentioned above and No 3 (cf. CHAMBERLIN 1894, p. 522, HÖGBOM 1905, pl. VII, EBERS 1926, p. 195).

The basis of classification consists of investigations in detail of 164 drumlin ridges in northernmost and southernmost Småland (PERSSON 1966), 100 ridges within the highlands, all of which are to be found on the topographical map Vetlanda (fig. 7) and 100 ridges in the drumlin fields of northern Småland, also on the topographical map Tranås SW. The accessibility and cuttings in the quaternary deposits have limited the investigations of rock structures and till composition. In many cases it is therefore difficult to determine the true position of the rock core and the exact shape of the moraine form within the complicated and integrated drumlin fields, where the heavy forest vegetation and peatbog terrain contribute to the problems of delimitation (cf. EBERS 1926, p. 193, 194): 'Da die einzelnen Drumlinindividuen in solchen verschmolzenen Komplexen bei den meisten vorliegenden Längeangaben nicht ausgesondert sind, ist es zur Zeit nicht möglich, die obere Grenze für die auftretenden Längen festzustellen. 3-4 (6?) Km scheinen aber im Bereich der Möglichkeiten zu liegen.' Only intensive and penetrating studies of aerial photos and in the field have solved this only problem tolerably well. The enlarging classification has led to seven more related moraine forms (cf. fig. 3).

6. Complex drumlin form with more or less even upper surface, the length-section in most cases asymmetric, cross-section varies.
7. Complex form with even upper surface, length-section in most cases asymmetric and cross-section symmetric, the upper surface more or less ellipse-shaped.
8. Complex drumlin form. Bedrock ridges transverse to the ice movement have influenced the moraine deposition. Length-section asymmetric, cross-section in most cases symmetric, the upper surface more or less ellipse-shaped.

9. Unilateral drumlin form, length-section in most cases asymmetric, cross-section always asymmetric.
10. Unilateral drumlin form, reflected image compared with No 9.
11. Drumlins of vaying form, where the bedrock makes up the principal part – rockdrumlin –.
12. Drumlin form, where the original shape has been transformed because of erosion (e.g. glacifluvial) or superdeposited by debris (e.g. ose-material or dead-ice moraine).

Generally the ridges are built up of very compressed ground moraine and are almost always parallel to the latest ice movement. Within the southern region only 32 % of the investigated ridges have a perfect drumlin shape, while the rest ought to be classified as drumlinoids, the moraine mass in detail having been shaped in other ways because of the sublying bedrock structure, the detailtopographic position or for other reasons. Nos 6 and 7 show examples of shapes, where the supply of moraine material influenced the morphology. On the former there are rock outcrops in several positions, while if the supply of moraine mass is ample, there has been a fine, broad drumlin, a so called 'lidmorän' (HÖGBOM 1905, p. 193).

During the mapping a solid rock core has been registered in 2/3 of the ridges in the south region, while in some cases the opposite has been proved (cf. RYDSTRÖM 1964). The underlying bedrock commonly influences the types Nos 8–10, while it is totally dominating in No 11. From a morphogenetic view the latter is a primal shape though it is attached to roches moutonnées, which have partly been covered by till.

Radial crevasses or subglacial cavities around rock cores may have been common within the wasting margin of the icesheet. Considerable moraine masses have been pressed into it because of the pressure gradients in the ice and in local subglacial depressions, and the meltwater has percolated and sought its way parallel to the above mentioned lines. Under such circumstances considerable sediment has been deposited within and has adhered to the moraine forms. Finally the glacifluvial stream in many cases have changed to a heavy course, eroding laterally around the drumlin, No 12.

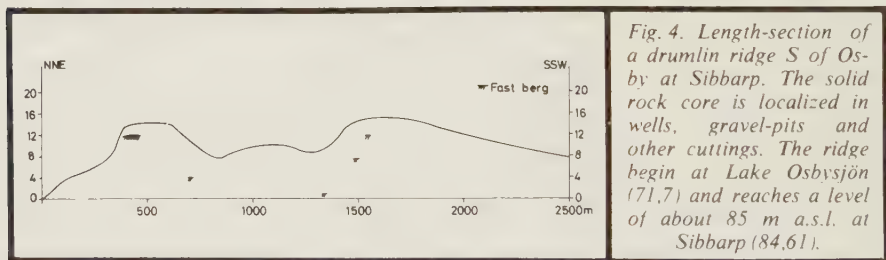
The area of drumlins and the drumlinoid shapes varies widely. Their width vary from a hundred m to 1 km and sometimes still more, while the length may reach 3–4 km and the relation between them may be 2:1 to 3:1. The statistical average of the length of drumlins within the southern region is 1150 m, while their width is on the average 430 m. The proportion of length to width is on the average 3:1, which corresponds very well to the value more often found (Table 3). The height between foot and summit varies from a

few m to 50 m and sometimes more. The moraine deposition in relation to the solid core is particularly interesting within the highlands (BJÖRNSSON 1936, 1953, JOHNSON 1956). In N Småland real 'craggs' have often reached complete evolution. The area around Lake Sommen and Lake Asunden is a good example of this type in the N, while within the south region distal accumulations, 'tails'¹⁾ are dominating (cf. HÖGBOM 1905, p. 190 f). The statistical distribution is evident from the following table:

Table 2. Drumlin types in the southern, central and northern region.

Region	Type No/ ²⁾	1	2	3	4	5
I. N Scania and S Småland (top. map. Markaryd and Kristianstad)		0	15	27	53	5 %
II. The central highlands (top. map Vetlanda and Nässjö)		5	22	27	35	11 %
III. N Småland (top. map Tranås)		28	18	22	20	12 %

It is, of course, difficult to determine exactly the position of the solid core within the moraine masses, its distribution and to what extension the moraine is deposited in front of or in lee of the core (fig. 4). The common cross- and length-sections are, however, more often influenced by the core which assists



us in the solving of this problem. Here the scientific field is open for new geotechnical methods, which within small areas may fix the position of the solid core in the moraine forms in greater detail. Within the drumlin-type No 1 the bedrock cores can sometimes be observed in the distal part in the

1) There are many words with the same meaning as drumlin, i.e. 'pre-crag' and 'tail', elliptical hills, mammillary hills, lenticular hills, elongated ridges, 'whalebacks', 'basket of eggs', 'a roche moutonnée expressed in boulder clay' etc. (cf. CHAMBERLIN 1894, HÖGBOM 1905, EBERS 1926, 1937).

2) Cf. fig. 3.

so called hammer-position (BJÖRNSSON 1953, p. 104). It is remarkable that type No 1 is very frequent in N Småland, but is almost totally lacking in the southern region. Within the whole area the morphological variation is great and the different shapes appear side by side depending on the topographical circumstances, the supply of till in relation to the transport and erosion abilities of the basal layer of the ice or on quite glaciological causes.

The classification system here presented is meant as a key for further investigations.

LOCALITY DESCRIPTIONS

THE DRUMLIN FIELDS OF NORTHERN SCANIA AND SOUTHERN SMÅLAND

The Lake Lursjön District. A drumlin field in northern Scania

Within the rough but peneplained archaean plane of northern Scania and southern Småland the moraine forms dominate the landscape. Only a few diminutive monadnocks protrude here and there in the facet inclining slightly towards S and SW. Such an area appears ca. 15 km NNE Hässleholm near Lake Lursjön, at Hästveda. It is dominated by wellshaped drumlins (fig. 5) parallel to the last ice movement.

The landscape inclines slightly to the N and NE from about 40 m a.s.l. at the Almaå River over Lake Ballingslövssjön and Lake Ottarpssjön to Lake Lillsjön (58) (Figures within parenthesis mark metres above sea level) and Lake Lursjön (55). The upper surfaces incline more markedly from ca. 75 to 125 m and the relief is locally more intensive (MAGNUSSON, LUNDQVIST 1957) than in the surroundings. Otherwise the monotounous south-western Swedish gneissic area contains a lot of diorites, amphibolites, hornblende schists and smaller dikes of diabase in this region (LINDSTRÖM 1877, TROEDSSON 1954). Solid diorite is common particularly N and S of Lake Lursjön, while the bedrock in the tectonic landscape in the SE and E (fig. 5) consists of disk-shaped amphibolites and hornblende greisses conforming to the elongated gneiss surfaces. The S-planes strike as a rule in the direction of N-S and NNE-SSW and dip more often strongly towards the E or W (LINDSTRÖM 1877, p. 14, TROEDSSON 1954, p. 77). Tough and hard bedrock ridges alternate with more easily decomposed sections. The solid rocks have a clear granular weathering surface, so called 'Wollsack-formen' (TROEDSSON 1954, MATTSSON 1962, p. 59). The upper weathering surface ought to be thinner than in the depressions and valleys, where

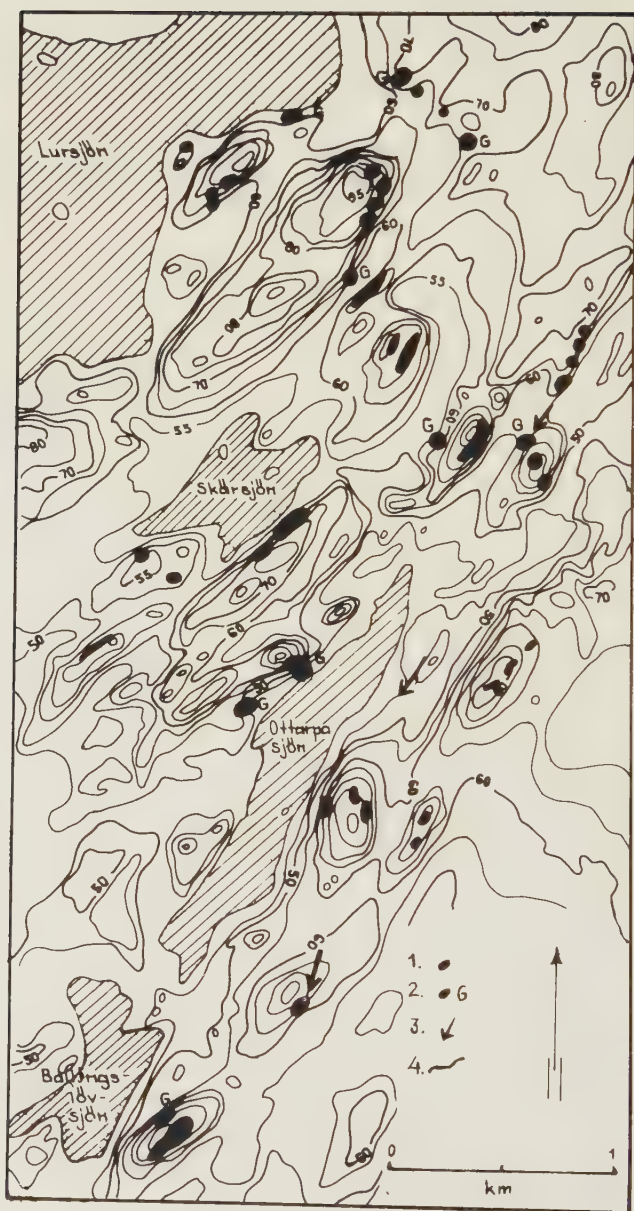


Fig. 5. The drumlin-landscape around Lake Lursjön, SW of Hästveda. 1) Rock outcrop, diorite, amphibolite or hornblende gneiss. 2) Rock outcrop, gneiss. 3) Glacial striae. 4) Contour-line. - Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk. 1972.01.13.

a great kaolin weathering has taken place. Kaolin weatherings are especially pregnant near Lake Ottarpssjön, where very curious weatherings appear in the massiv rocks as well as in erratic boulders originating from the surroundings. Locally the till is rich in boulders and characterized by large boulders, where the bedrock material is diorite and amphibolite. There is a direction of deformation in SSW-NNE ($S\ 15^{\circ}W$), which can now be seen in the open cleavage systems in NNE-SSW and WNW-ESE or almost in those directions, while in the other directions the cleavage systems are closed (LARSSON 1964).

The bedrock outcrops are found especially in high positions as roches moutonnées or sculptured and ice-polished surfaces with striae from NNE and NE on the upstream sides. More often they have been weathered in post-glacial time, so that only crescent cracks and crescentic gouges have survived indicating the ice movement.

From the more or less bald crest of the drumlin ridges the till increases in a distal direction. It consists of fine-grained, sandy, hard compressed ground moraine. Sometimes it contains small lenticular sediment interspersed here and there in the till and upper loose, stony, coarse-grained, thin layer of surface moraine. The moraine masses are extended to longish 'tails' or lee accumulations in the lee of the bedrock cores (fig. 6). Usually their width reaches up to 500 m and their relief 40–50 m, the depths of the lakes included. Lake Lursjön is sounded to 10,6 m. Lake Ottarpssjön to 5,7 and Lake Ballingslövssjön to 2,9 m. (JONASSON, JONSSON, PERSSON 1970). In an upstream direction there is as a rule a smaller 'pre-crag' of till in front of and over the solid core. The latter may be high at least upstream as we can see at Källinge (75), E of Ballingslövssjön and Höjskull (80), E of Lake Ottarpssjön, and then sink quickly in a distal direction particularly



Fig. 6 a. Drumlin ridge S of Lake Lursjön at Hasaberget. Ice direction towards the left. The summit reaches more than 75 m a.s.l



Fig. 6 b. Drumlin ridge SE of Lake Lursjön at Skärseröd. The ridge strikes NNE-SSW (N 15° E). Ice direction towards the right.

when the bedrock ridges are somewhat transverse in relation to the ice direction, but in many cases there is no true relationship between the solid obstacle and the moraine cover. Laterally the till locally is rich in boulders, and big boulders have quite often been brought together to form boulder ridges and boulder fields, for instance at Hasaberget, Skärseröd and Lake Skärsjön, which may be explained by the fact that boulders and stones, due to gravitation slide down the hillsides at the moment of deposition. Generally the upper moraine layer is thicker in the valleys, and through the meltwater activity the boulders are more pronounced in the lateral regions (cf. MATTSOSON 1955, p. 38 f).

Among the stones and boulders it is easy to find the sharply cornered and angular gneissic fragments separated from the almost round, weathered diorite and granite boulders. When the gneiss outcrops are found only in the valleys, it points to a selective erosion concentrated in the lower parts and to the open cleavage systems in NNE-SSW. Glacial grinding is also obvious but most of the destruction has taken place in preglacial time. In spite of the heavy erosion within some areas kaolin and cretaceous limestone are still discovered in the valley bottoms in several places (TROEDSSON 1954, p. 88 f), while the upper surfaces may become a part of the mesozoic peneplain (LUNDEGREN 1934, MATTSOSON 1962, p. 151, RUDBERG 1971). The

narrow ridges are covered by trees (fig. 6), while the broader more complex ridges are cultivated, because the sandy fine-grained moraine cover is thicker and the surface moraine only seldom rich in boulders (cf. HÖGBOM 1905, p. 193, THANING 1940).

The basin of Lake Lursjön is a remarkable depression, which strikes in a E-W direction between two large complex drumlin landscapes in N and S. In the N part of the lake there are few traces of glacial influence, while the shallow S part has a bottom clearly influenced by the icesheet (cf. fig. 5). The elongated ridges and furrows at the bottom of the basin prove this point (cf. JONASSON, JONSSON, PERSSON 1970). Probably stagnant dead-ice from the ice margin stayed long in the shallow depressions and valleys, whilst the meltwater found its way in separate courses from N between Lur and Piparp N of the Lake. Boulder ridges, large boulders and stony fields are common in this area with distinct traces of meltwater erosion (cf. MATTSSON 1955, p. 43). The drumlin complex consists of large masses of diorite from Äskeberga, N of the lake to Bubbarp–Tockarp in the S, S of the lake. The large bedrock masses have during the final period of the ice recession forced the ice in a movement towards the SW, which theory is proved by the striae from on one hand NNE and on the other hand from NE at Dalhem, NE Hästveda, and Piparp (PERSSON 1966, p. 99).

The glacialfluvial deposits are built up into low eskers, small terraces or plateaus around Lake Ballingslövssjön and Lake Ottarpssjön extending in the shallow depression northwards towards Hästveda. Probably the lake basins have been connected with the Baltic Ice-lake over the Almaå valley at Olahus (50) and Brittedal (50). This is indicated by abrasion, swellings and disturbances in the ose material as far as 1,5 km NNE Lake Ottarpssjön at about 55 m a.s.l. There are also water out-washes and concentrations of boulders 700 metres NE Lake Ottarpssjön (50–55) as well as at Källingeberg, E Lake Ballingslövssjön (45–49) and a notch in the plateau at Tockarp (52,3). A moraine exposure at Amundtorp, S Hästveda, proves that the drumlin ridges may have influenced and led the glacialfluvial drainage pattern. The till is mixed with stratified material. This ridge reaches 8–10 m above the surrounding terrain and strikes in the direction of NNE-SSW, parallel to the dominating ice movement. It is probably lacking in solid core and it is supposed that the deposition is due to the gentle up-cline S Hästveda near the Hästveda esker in the very connection of the ice margin at the time of deglaciation. Circumstances comparable with these are to be found in many places within the highlands of Småland and in many other regions (cf. EBERS 1937, p. 212f).



Fig. 7. Map of the drumlin-landscape around Vetlanda. 1) Drumlin or drumlin-like ridge. 2) Glacial striae. 3) Metres above sea level. 4) Canyon or erosion channel. 5) Limit for the moraine plain between Myresjö and Vetlanda. 6) Radial moraine ridge of upper moraine. 7) Ridges of bottom till or ose-material. 8) Distinct bedrock ridge. — Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning, Rikets allmänna kartverk, 1972.01.13.

From the detailed map it is obvious moraine depositions in the lee of the solid core dominate (Nos 4 and 5), while Nos 2 and 3 are rare and No 1 is totally lacking, but several ridges are also complex and therefore counted among the more irregular drumlin-like forms. Compared with the drumlins within the real highland in north and central Småland the differences is great.

THE DRUMLIN FIELDS OF CENTRAL SMÅLAND

The Emå valley District. A drumlin field in central Småland

At first in this investigation one has to compare the area concerned with the localities between Vetlanda and Eksjö, which consists of a highland facet with a slight declination towards S and SE ending with a high archaean massif in the south (fig. 7). The lowest levels are about 180 m a.s.l. at Vetlanda, 190 at Lake Solgen, 140 in the Emå valley, at Alseda, E of Vetlanda, and 225 m at Eksjö, while the heights in the broken tectonic landscape normally rise 50–100 m above those levels (cf. fig. 7 and PERSSON 1969, p. 74). In the upclines S and SW of Vetlanda there are many perfect moraine depositions formed upstream in front of the above mentioned bedrock massif. The ridges are parallel to the last ice movement and almost totally pre-crag-shaped, i.e. deposited on the stoss-side (fig. 8), but elongated up to 3,5 to 4,5 km and with a level difference of more than 100 m, the depths of the lakes included.



Fig. 8. A broad and well-shaped drumlin SSW of Vetlanda at Gunnarshult (286.4). Ice-direction from the left.

The large drumlin ridge SW of Lake Grumlan, SW of Vetlanda, represents type No 1. Its long axis strikes in N 15°W, the length reaches up to 4500 m and the width 1800 and the summit reaches exactly 313 m a.s.l. in a distal position, where the granite is visible in a hammerposition (BJÖRNSSON 1953, p. 104). This well-shaped moraine ridge gradually slopes down to a level of about 200 m a.s.l.

The upper moraine is extremely poor in boulders except near the outcrops. The ground moraine is very fine-grained and consists of fine and very fine sand indicating a long ice-transport from N and NNW probably as far as Östergötland. A great part of it is cultivated because of the favourable soil and local climate. Stratified material is common in many cuttings (fig. 9).



Fig. 9. Stratified material in a drumlinridge NNW of Vetlanda at Falasa (262.8). A distal cutting. The drumlins consist as a rule of real bottom till, but sand lenses are very common and sometimes stratified material dominates.

THE DRUMLIN FIELDS OF NORTHERN SMÅLAND

The drumlin district from Lake Sommen to Lake Åsunden

Within the topographical map of Tranås this investigation is closely linked to earlier research by BJÖRNSSON (1937, 1953). Consequently there are several drumlin fields with different forms close together. The whole area is however characterized by depositions preferably on the upstream side, but here and there other forms appear too. An example with such a contrast

is found within the Ema valley where the moraine depositions N of the valley as seen at Hjältaryd are almost always concentrated to the lee side of the solid cores very close to the area with almost till on the stoss-sides.

Investigations in detail have also been undertaken eastwards to get a view of the relation between thickness of the moraine layer and the drumlin form. There is a visible gradient between the rockdrumlin, the roches moutonnées and other drumlins with a comparably thick moraine cover seen from the coast region to the inland area.

STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL

Analyses in the drumlin fields

The exposures and cuttings in the ridges are often insufficient to give a complete picture of the moraine structure. From the upper surface and the shallow cuttings it is however possible to register a strong compression of the boulders as well as disturbances and compression structures in the stratified debris and the moraine masses. A large number of structure analyses in different morphological moraine forms are valuable complements to the investigation of structure and composition and will be discussed starting from earlier examinations (cf. PERSSON 1966).

Making field analyses the author has methodically started with JOHNSON (1956, p. 356) and JOHANSSON (1960, 1965). The measuring methods, the graphical presentation and the geomorphological interpretation have progressed with regard to among others (RICHTER, 1932, 1933, 1936, HOLMES 1941, LUNDQVIST 1943, 1948, HOPPE 1948, 1952, 1957, BERGDAHL 1953, SEIFERT 1954, WRIGHT 1957, GLEN, DONNER, WEST 1957, HARRISSON 1957, LUNDQVIST 1958, JOHANSSON 1965, JOHANSSON 1968). The measurements at each locality include 50–100 elongated pebbles and cobbles with a length between 1,5 to 15 cm and with an elongation index – the long axis in relation to the middle axis – of 1,5: 1 or more. The strike as well as dip of the long axis plane has been defined and the orientations have been recorded in rose diagrams or plotted in the lower hemisphere of a Lambert equal-area azimuthal projection, 'Schmidts net'. At the periphery of the projection the dip is horizontal and at the middle point vertical. – The flat particles have been measured according to the methods of JOHANSSON (1965, p. 31), but these observations are still insufficient. The sources of errors concerning individual measurements are calculated to at most 5° (JOHANSSON 1960, p. 134).

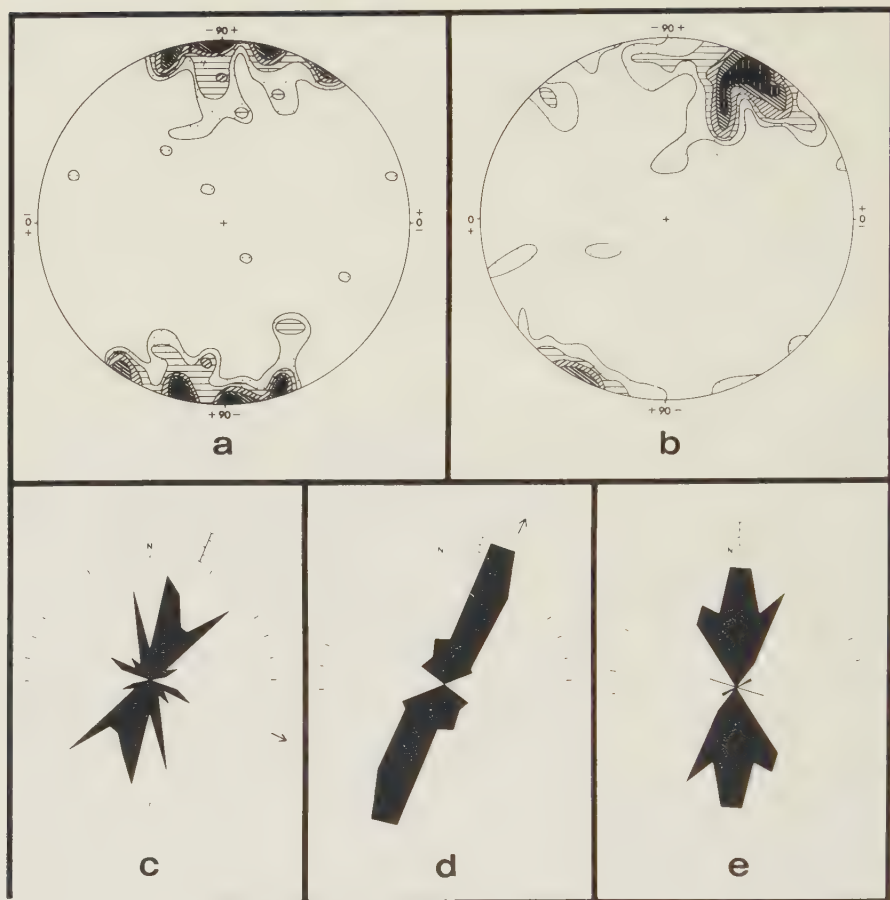


Fig. 10. Till fabric in drumlin ridges from the Osby–Visseltofta District. Three dimensional analyses: a. At Kulhult in a lee-side position in sandy and fine-sandy bottom till, 3 m below the surface. b. In an upstream side at Simontorp in sandy and fine sandy bottom till, 2,5 m below the surface.

Rose diagrams: The orientation of ridges is marked up to the right. Arrows mark the inclination of slopes. c. At Boalt, 2,2 m. d. At Kulhult, 2,8 m. e. At Simontorp 2,6 m below the surface.

The examples from the drumlin fields (fig. 10) are representative in that the pebbles and cobbles have an orientation as a rule parallel to the last ice movement and most of the drumlin ridges. Maxima of subordinate importance are found transverse to the main direction. As a rule the long axes dip gently so that 38 % are recorded in a horizontal position and among the others 56 % dip in a proximal and 22 % in a distal direction. While 22 % dip in other directions. In the proximal parts it is clearly noticeable that pebbles and cobbles dip outwards from the height, which may be explained by the common

glaciological conditions and the shear stress in the ice bottom, when the plasticity decreased and the erosion proceeded to deposition (cf. WRIGHT 1957, p. 28, NYE 1967, 1969). The solid cores may also caused the compress-

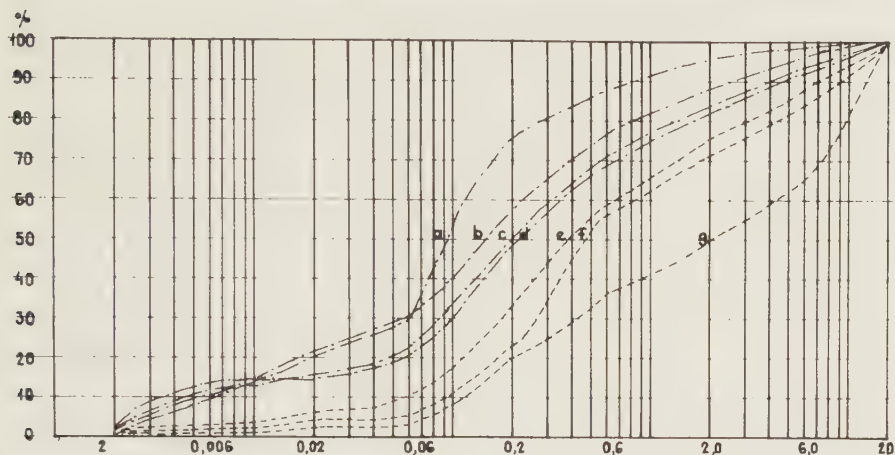


Fig. 11 a. Analyses of grain size distribution of different moraine forms. a. A drumlin ridge at Simontorp, 1.5 m. b. A drumlin ridge at Simontorp, 2.0 m. c. A drumlin ridge at Svanholmen, 1.5 m. d. A drumlin ridge at Torup, 1.2 m. e. A transverse moraine ridge at Boalt, 1.2 m. f. A transverse moraine ridge at Hygnarp, 2.0 m. g. A transverse moraine ridge at Boalt, 1.2 m below the surface. a-d: Drumlin or drumlin-like ridges from the Visseltofta-Osby District. e-g: Transverse moraine ridges from the Havraljunga-Vesljlunga District. $S_a=2.1$, $S_b=3.2$, $S_c=3.2$, $S_d=3.9$, $S_e=4.2$, $S_f=3.6$, $S_g=5.6$.

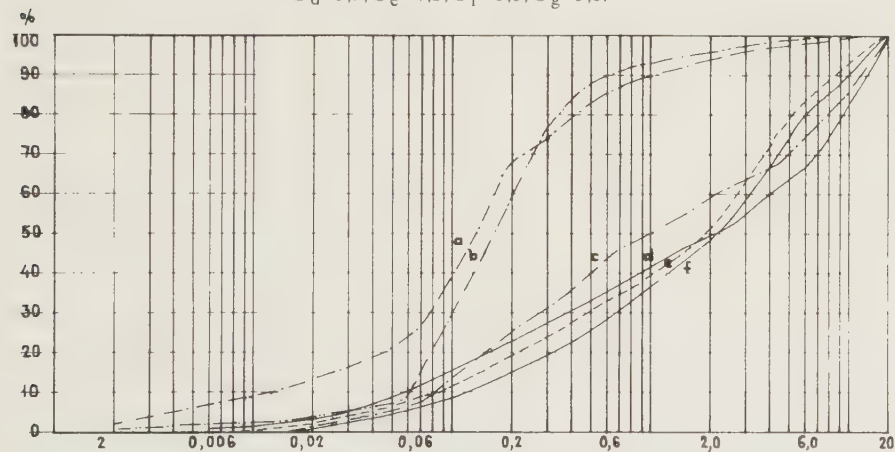


Fig. 11 b. Analyses of grain size distribution of different moraine forms. a. A drumlin ridge at Slåhult, 1.5 m. b. A drumlin ridge at Maglaröd, 1.5 m. c. A drumlin ridge at Kulhult, 2.0. d. A moraine hill at Exhult, 1.2 m. e. A transverse moraine ridge at Ensamheten, Karsemäla, 1.6 m. f. A moraine hill at Ekhult, 1.4 m below the surface. a-c: Drumlin or drumlin-like ridges from the Visseltofta-Osby District. d, f: Moraine hills from the Misterhult-Ekhult-Exhult area. e: Transverse moraine ridge from the Karsemäla-Steglehylte District.

$S_a=2.4$, $S_b=1.7$, $S_c=5.5$, $S_d=6.3$, $S_e=3.2$, $S_f=3.2$. (S is calculated according to SVENSSON 1964, p. 19).

ion of till close to it. The dip outwards from the ridges in the lee positions seems to be rather difficult to explain, but it might be primarily conditioned by the ice pressure also along the lee-sides, during the deposition phase. This can be proved by the beautiful streamlined moraine forms. It is easy to draw a parallel between them and the roches moutonnées (JOHNSSON 1956, p. 80, HILLEFORS 1969, p. 24). However, one cannot exclude the fact that debris to some extent has been pressed into radial crevasses and hollows subglacially in such a way that the particles have turned around and slipped down during the deposition (HOPPE 1952, p. 26). The analysed localities have been selected avoiding secondary disturbances and stratified or meltwater-washed elements. As a complement to the structure analyses there is also added information about mechanical composition (fig. 11), which forms the basis for further comparable analyses (cf. HÖRNER 1944 p. 700).

MORaine RIDGES WITH ORIENTATION MAINLY TRANSVERSE TO THE STRIAE

TRANSVERSE MORaine RIDGES IN NORTHERN SCANIA

The investigation includes about 20 districts with more or less transversed orientated moraine ridges above all in N Scania and S Smaland. They almost always occur together with very wide areas of completely irregular forms of hills and ridges. In the following there is a report of two carefully mapped areas.

The Havraljunga–Vesljunga–Visseltofta District

In the district N and NW of Vittsjö there are lakes and bogs, in which the solid moraine ground consists of ridges with a preferred orientation in WNW-ESE and NW-SE. The area is at Havraljunga and Snärshult N of Vittsjö, ca. 5 km wide over Hygnarp, Gårdsjön, Mellomsjön, St. and L. Nosta (fig. 12) to Lake Vesljungasjön, where it becomes narrow following the valley of Lillån to Visseltofta extending to the Helgeå valley to the border between Scania and Smaland at Skåparyd. The total length is more than 20 km. The ridges strike WNW-ESE and NW-SE discontinuously, but the intervals are short and the continuously undulating ridges reach as far as 1000 m and many times even more. Their height varies from a few m. to 15–20 depending on the local topography (cf. LUNDQVIST 1943), but as a rule the distal side down from the crest is steeper, where lateral meltwater erosion too may often be seen (fig. 13). The lakes are shallow and the upper surfaces reach 130–140 m a.s.l. In the SE the ridges appear to be more or less distinct also in the bog

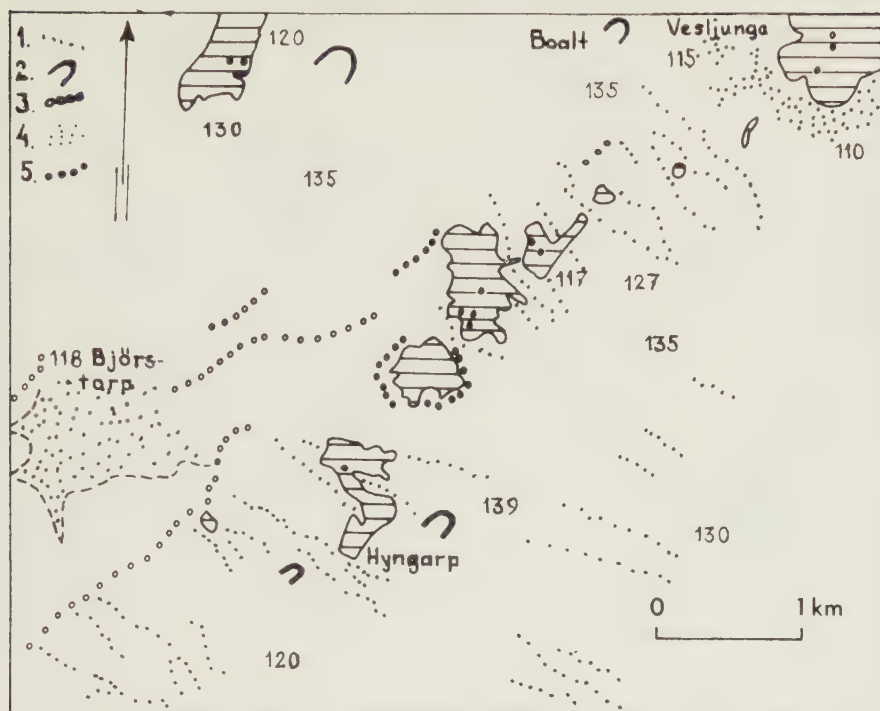


Fig. 12. The Havraljunga - Vesljunga District, a survey. 1) Transverse moraine ridge. 2) Drumlin or drumlin-like ridge. 3) Ose ridge. 4) Glacifluvial deposits. 5) Moraine ridge with circular form. — The lakes are from the S Lake Gårdsjön, Lake Mellomsjön, Lake St. Nosta, Lake L. Nosta and Lake Vesljungasjön. — Sketch from the aerial photograph. — Godkänd ur sekretesssynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk, 1972.01.13.

terrain. In the NE the ridges are particularly well-shaped but diverge likewise from the main direction in curved moraine ridges as formed by icelobes and ice tongues or around isolated stagnant dead ice blocks. This is a very important feature and will be discussed together with the structure analyses and the stone orientation. The till has obviously been formed without the influence of the sublying bedrock. The ice border, the crevasses and fissures in the ice, the ice movement and the dynamic within the ice have on the other hand greatly influenced the formation and orientation of the ridges. The distances between the ridges vary. Within a series of 27 ridges from Havraljunga to Lake Vesljungasjön the average distance is 130 m. The method of determining the average coincides with that of HOPPE (1948, p. 15).

Antalet ändmoräner har räknats längs en linje, som lagts vinkelrät mot dem. En sådan linje visar sig emellertid skära en del av de inom den ifrågasvarande dalgången förekommande moränryggarna; skälet kan vara, att

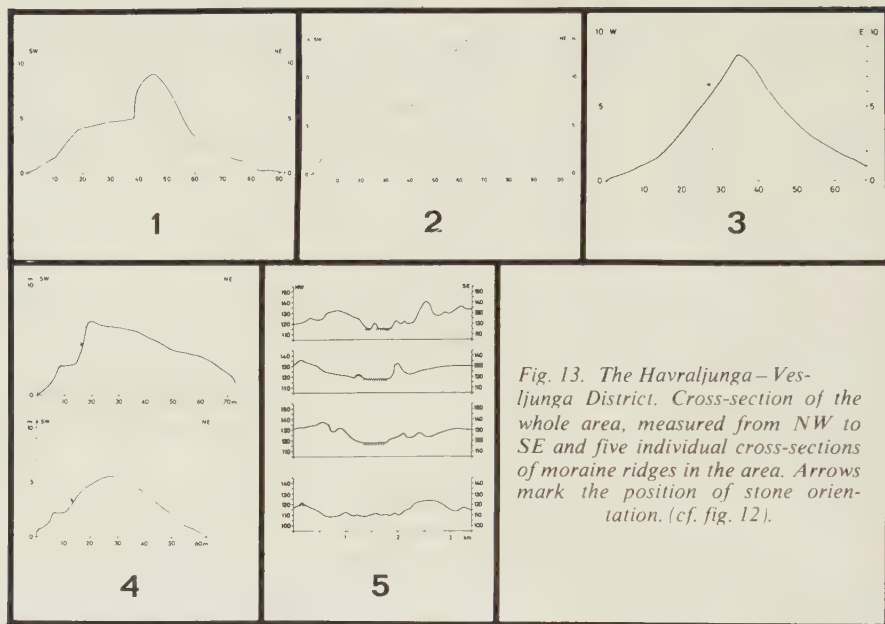


Fig. 13. The Havraljunga-Vesljlunga District. Cross-section of the whole area, measured from NW to SE and five individual cross-sections of moraine ridges in the area. Arrows mark the position of stone orientation. (cf. fig. 12).

ryggarna av någon anledning helt enkelt icke utbildats å en sträcka, att delar av dem döljas av sediment eller ännu något annat. För att få serierna möjligast fullständiga ha även sådana ändmoräner, som icke nå fram till linjen räknats, blott de icke legat på alltför stort avstånd från denna (högst 2 å 300 m).’ In the Lillå valley the average is 250 m and in the Helgea valley it is 300 m, while in the district between Tviggasjö and Ubbarp, E of Bjärnum, it is only 75 m.

STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL

Analyses in the transverse ridges

The moraine ridges with an orientation mainly transverse to the striae are built up of ground moraine and a thin upper surface moraine. The latter is not always present, but as rule the boulders have a normal frequency. When the base material locally becomes coarser, the boulder frequency increases and vice versa. Generally the till is coarser than in the drumlin fields (cf. fig. 11). In only a few exceptional cases the diagrams of the grain size distribution show a coarser composition in the drumlins. In order to illustrate the differences further even though it might be inappropriate, the degree of assorting has been calculated according to SVENSSON (1964, p. 19) for localities near each other. The examples fig. 11. are valid for the whole area.

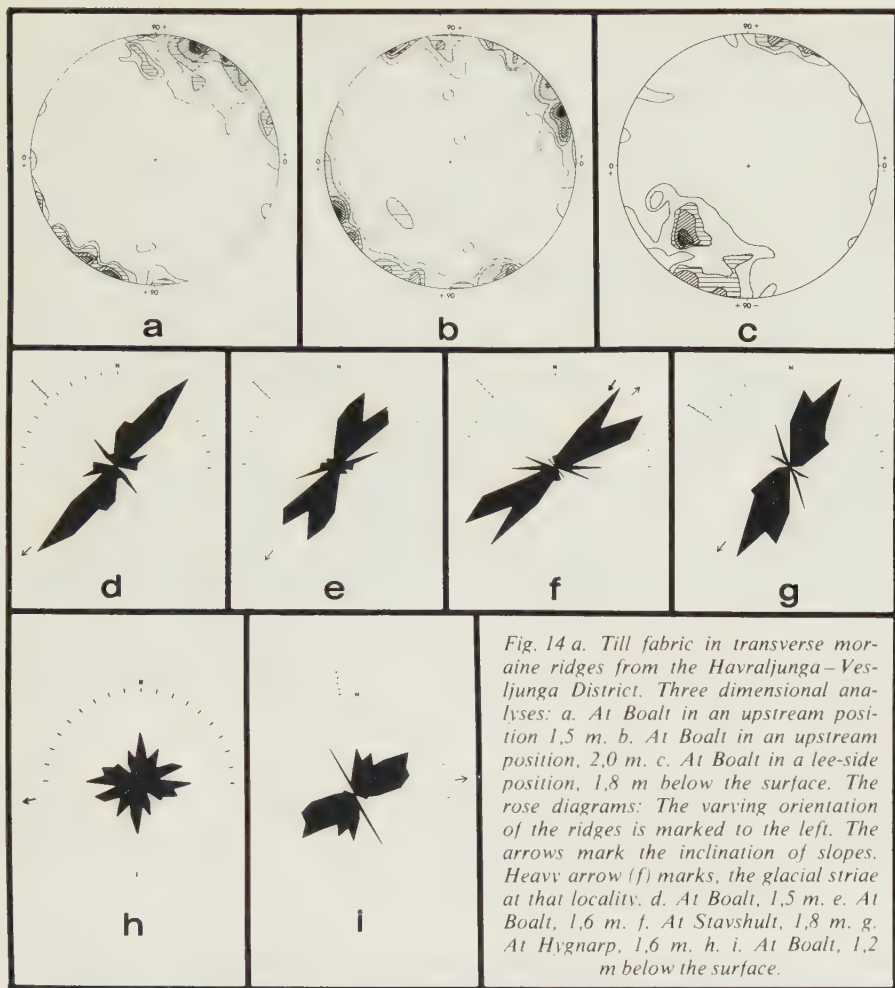


Fig. 14 a. Till fabric in transverse moraine ridges from the Havraljunga-Vesjlunga District. Three dimensional analyses: a. At Boalt in an upstream position 1,5 m. b. At Boalt in an upstream position, 2,0 m. c. At Boalt in a lee-side position, 1,8 m below the surface. The rose diagrams: The varying orientation of the ridges is marked to the left. The arrows mark the inclination of slopes. Heavy arrow (f) marks, the glacial striae at that locality. d. At Boalt, 1,5 m. e. At Boalt, 1,6 m. f. At Stavshult, 1,8 m. g. At Hygnarp, 1,6 m. h. i. At Boalt, 1,2 m below the surface.

The undertaken orientations of pebbles and cobbles show a maximum more often transverse to the main direction of the ridges and parallel to the striae (LUNDQVIST 1943, 1948, MANNERFELT 1945, HOPPE 1952, 1957, JOHNSON 1956, JOHANSSON 1968). However, fig. 14 a also shows conditions in moraine ridges of other directions; more often in curved semicircle-shaped arch. More or less transverse orientation of pebbles and cobbles in relation to the ridges in those cases is not directly influenced by the ice movement, but must be explained by forces, active in the stagnant ice margin (LAGALLY 1932, HOPPE 1952, GLEN, DONNER WEST 1957). The till is often lacking in visible structure, but in a few exceptions



Fig. 14 b. Fresh till exposure, at Gölshult, Älmhult, 2–3 m below the surface moraine layer, in a transverse moraine-ridge. Long axes of pebbles and cobbles inclining upstream, towards the right (NNE) parallel with the compass, visible in the central part of the picture. Up to the right irregular till beds indicating an origin from the ice surface layer.

press structures can be observed as well as a visible orientation and dip of pebbles and cobbles (fig. 14 b). The particles dip as a rule slightly in different directions similar to the conditions in the drumlins. 20 % of the long axes are recorded being horizontal. Among the others 38 % dip in an upstream direction and the same percentage dip in a distal direction. 24 % dip in various directions. The feature of stratified material is considerable and varies in proportions from small sand lenses and diffuse meltwater-washed beds in the till to real eskers in adhesion to the moraine ridges and sometimes parallel to them. The same thing is found in sub-aquatic position (cf. MÖLLER 1960, HOPPE 1957).

TRANSVERSE RIDGES IN SOUTHERN SMÅLAND

The Karsemäla–Steglehylte District

The largest region of transverse ridges is situated SW of Lake Asnen, within the top. map Tingsryd. From the district of Vinen in the W they reach to Lake Asnen in the E and from the district NW Almundsryd in the S to Horgemo in the N, which includes an area of almost 10 km² (fig. 15). The

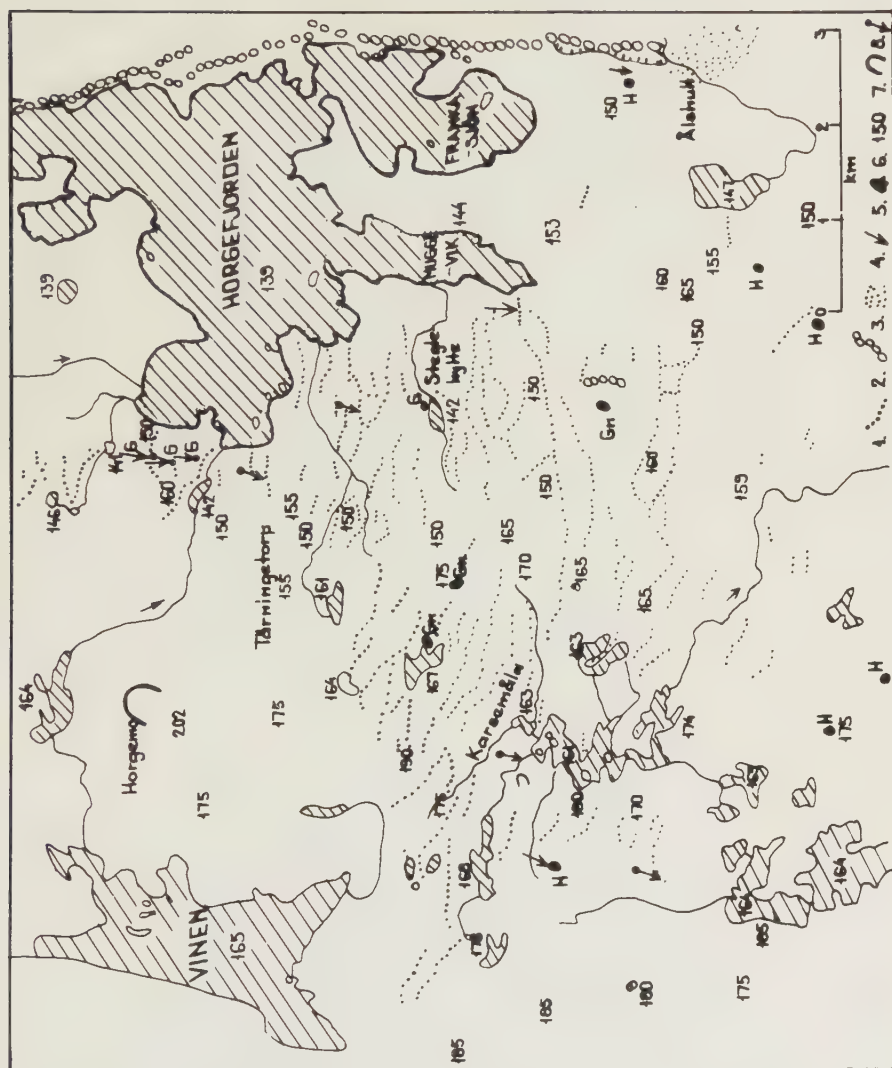


Fig. 15. The Karsemäla Steglehytte District, a survey. 1) Transverse moraine ridge, 2) Esker. 3) Glacifluvial fields. 4) Glacial striae. 5) Rock outcrop (Gn=Gneiss, G=Granite, H=Hyperite or diabase). 6) Metres above sea level. 7) Drumlin ridge. 8) Stone orientation. Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk, 1972.01.13.

ridges are concentrated in two areas, on the one hand in a shallow depression from Lake Skäravattnet (164) in the S to Lake Getsjön (164), Lake Krok-sjön (164), Lake Krampen (161), Lake Kalven (163), Lake Bockasjön (167) and Lake Tärningetorpssjön (161) in the N and on the other hand in the depression of the Horgefjord from about 160 m a.s.l. down to the icelake level of ancient Äsnen, ca 140 m a.s.l. The landscape is extremely smooth and peneplained as can be seen by the levels compared at Lake Möckeln (136), at Älmhult, Lake Femlingen (158) and Lake Steningen (141), E of Älmhult.

Low but steep eskers surrounded by fields of sand and gravel are to be found in the W and E beside the moraine fields (RYDSTRÖM 1964, 1971). The morphology of the ridges practically corresponds with that of the ridges in the above description. As a rule they have a direction of WNW-ESE and W-E, that is transverse in relation to the striae (fig. 15), but, of course, among the ridges there are many irregular moraine forms too. The distance between them varies within wide limits, but is on the average 150 m. Sometimes they are arched e.g. N Karsemäla and S Steglehylte. The soft crescentic arch-shaped crests turn their concave sides upstream towards pools and dead-icepits. The height may reach up to 25–30 m and their width is here as in the other areas very variable ranging from about 10 to 200 m and sometimes even more. The till masses are on an average 4 to 5 m thick, which means that there are few or no out-crops to be found. The distal sides are more often steepest and are as a rule characterized by superficial boulders which may be due to the lateral meltwater out-washes, but also on a heavy cryoturbation, creep, landslides and so on on the slopes dipping towards the S and SW (cf. RUDBERG 1958, KAITANEN 1969, p. 42 f).

At higher levels there are, however, some rock outcrops and the bedrock may in some cases be of importance when the gneisses strike E-W or WNW-ESE (fig. 16) or for tectonical reasons (cf. LARSSON 1954, p. 125). This is particularly observed at some exposures between Älsnäs and V. Torsås (fig. 16), but the cuttings also confirm that the till usually, forms its own morphology independent of the sublying bedrock (fig. 16 b). In N and central Småland, where transverse moraine ridges are rare, they can, however, where they are observed, consist of main components of bedrock and a thin moraine layer. Such forms are found on the one hand E of Lake Örken at Ramkvilla and on the other hand around Lake Hultbren (240) (fig. 17), S Åseda and within an area S More Kastell, at Målilla (PERSSON 1969).

Remarkable in the district of Karsemäla and Steglehylte are also long continuous ridges of 4 to 5 km length deposited also over the waterparting between the two shallow depressions mentioned above. It is rather easy to follow

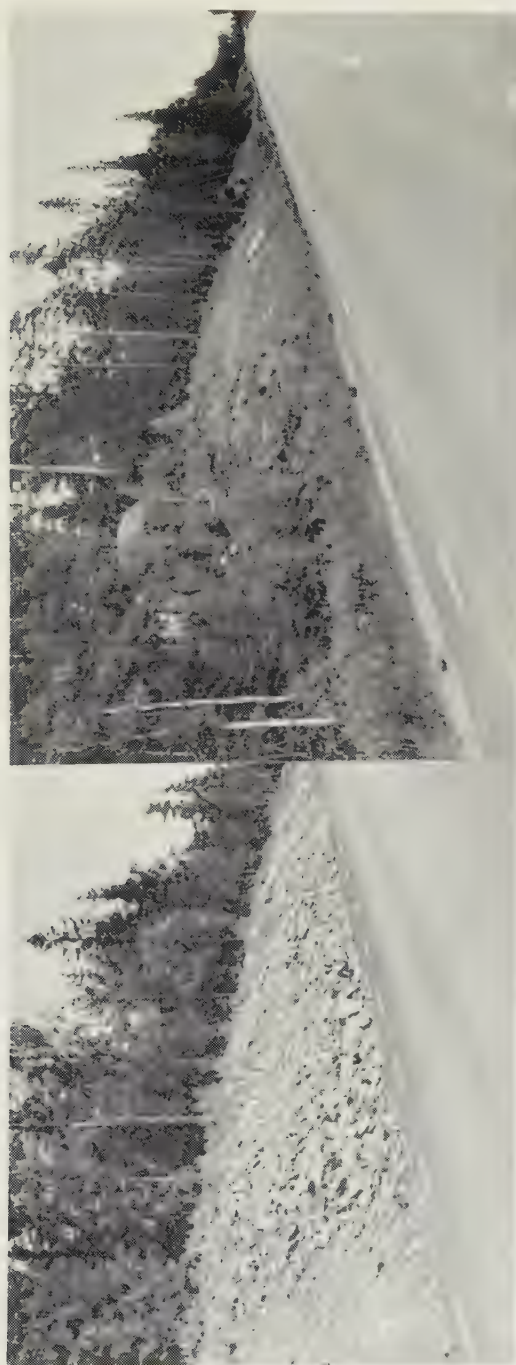


Fig. 16 a Transverse moraine-ridges at Sieglehytte. The exposure to the left shows the influence of bedrock-ridges almost parallel to the moraine forms, but as a rule they are independent of the bedrock structure (right). (cf. fig. 15).



Fig. 16 b. Gravelly till rich in boulders at Karsemäla. The ridge stretches E-W. (cf. fig. 15).



Fig. 17. Small moraine-ridges influenced by the bedrock-structure in the terrain S of Åseda. The ridges strike E-W.

the ridges with the aid of aerial photos through the dense pine vegetation, sometimes close to each other, sometimes at a long distance from each other. Short gates and high crests are changing irregularly. The changing composition of the bedrock from gneiss to hälleflinta and granite in the E has not directly influenced their morphology.

The upper moraine surface is often rich in boulders (fig. 16 b). Sometimes it is extremely boulder-rich, e.g. at Lake Brokagyl and Lake Krampen. At Spjutaretorp near the Blekinge border locally the loose material seems to have been washed out and completely removed, forming boulder fields and boulder ridges (cf. MATTSSON 1955). The meltwater has found its way down close to the stagnant iceblocks near the moraine ridges.

The lakes are shallow and have probably made up the bottoms of stagnant ice a long time after the ice was really active. Between the iceblocks the till has accumulated and been formed into ridges or hills. The lakes mentioned make up part of a series of deadice hollows. At Lake Brokagyl and at Spjutaretorp the heavy boulder depositions are now distinct because of the meltwater outwash as well as the permafrostphenomena and the movement and slidings during postglacial time. The meltwater activity can be observed in many cuttings and also direct from the surface as small erosion channels.

The details mentioned here are representative of the area as a whole.

It is also possible to find a plausible explanation for the paucity of glacial-fluvial deposits within parts of SE Småland earlier observed. In the very level terrain there are hardly any structural bedrock lines forcing the glacial drainage courses. In some regions the small transverse ridges have eliminated the radial drainage pattern and the meltwater has followed other directions in the stagnant iceborder. (MANNERFELT 1945, p. 143 f, MATTSSON 1955).

On the ridges the boulders pile particularly down the distal sides, while they are pressed into the ground moraine on the proximal sides. Often they are elongated to long boulder tails in the same direction as the striae, which may indicate an ice activity or other forces within the ice during the last period of deglaciation. Between Tärningetorp and Vinskalles the surface structure is dominated by large boulders. Among those the largest are 5x5x4 m and consist of granite and granite-gneisses transported a short distance from Horgemobacke and the terrain around in the zone between gneiss and granite. In the E the upper moraine has been imprinted by round-weathered granite boulders in contrast to the often sharply cornered gneiss boulders in the W (cf. HUMMEL 1877 b).

Investigations concerning the orientation of pebbles and cobbles in the till in this area follow the same methods as above, but include measurements of the flat pebbles, too. Sometimes the latter are evidently imbricated, but these observations up to now are insufficient. Other stone orientations are represented on the map fig. 15.

HUMMOCKY MORaine REGIONS WITH EXAMPLES FROM THE SOUTH SWEDISH HIGHLANDS¹⁾

According to HOPPE (1952, p. 54) a hummocky moraine region consists of 1. ridges of up to 30–35 m, 2. dead-ice hollows, 3. moraine plateaus. In this paper the term is used for a landscape of moraine hillocks and deadice hollows and more irregular moraine plateaus.

HUMMOCKY MORaine REGIONS IN SOUTHERN SMÅLAND
Often the hills are attached to other previously described formations, especially the transverse ridges. Sometimes they are mapped with the assistance of the old topographical map with hachures or from the new ones, where the contour lines form more or less circular lines around the small hills. The aerial photographs, however, also here have formed the basis of the investigation and detailed mapping (HOPPE 1959, WASTENSSON 1969, KIHBLÖM 1970). There is in those areas no particular orientation of moraine elements in relation to the bedrock structure or the ice direction.

The Misterhult–Ekhult–Exhult area, NE of Markarvd

The detailed interpretation originates from two areas, namely partly the shallow valley course that strikes W-E between Bjärnum and Farstorp, partly the district NE and E of Markaryd around Misterhult, Vekaboda, Exhult, Ekhult (fig. 18), where the landscape inclines gently towards S and SW. The latter region is almost square-shaped with an area of about 25 km². The terrain rises from 100 m at Grytån and Lake Getesjön to 130–140 m a.s.l. between Exhult and Ekhult. The highest points are situated N and NW of this area 148 and 169 m a.s.l. respectively and then the landscape declines rapidly down to the River Lagan at Axhult. The bedrock consists of gneisses (HUMMEL 1877 a, BLOMBERG 1895) and is almost totally covered with quaternary deposits or postglacial bogs. The hills are small but reach as a rule a height of 5–10 m and are drawn as almost circular contours (fig. 18) from the contour map. The hilly and hummocky moraine is concentrated first and foremost to the area NE and E of Lake Getesjön, where an esker, 10–15 m high, of the Ljungby esker finds its way towards ENE. On the gentle slope

1) The genetical discussion has showed a close relationship between the transverse ridges and the hills as well as the irregular forms in the hummocky moraine regions.

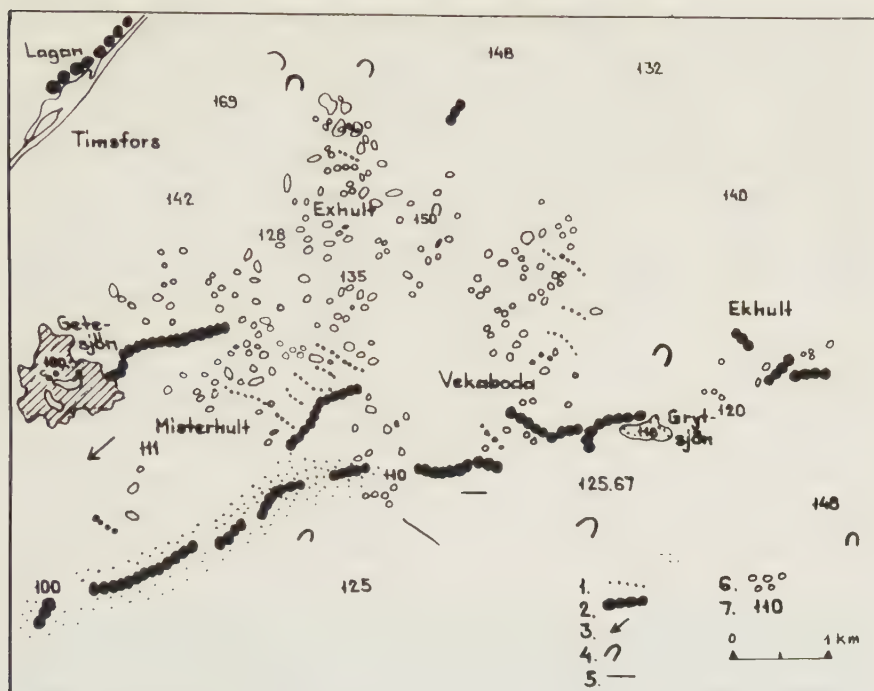


Fig. 18. The Misterhult-Ekhult-Exhult area, a survey. 1) Transverse moraine ridge. 2) Ose ridges, surrounded with glacial fluvial sand fields. 3) Glacial striae. 4) Drumlin. 5) Bedrock ridge (moraine-covered). 6) Hilly moraine topography. 7) Metres above sea level. — Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk. 1972.01.13.

the esker is submerged under the moraine and is then reformed only in a discontinuous form NE of Exhult. In the E there is another branch of the same ose system near Lake Grytsjön (118), which consists of a small sandy and gravelly field at Fjärholma (105) and many ridges in the shallow depression towards ENE and in the moraine fields in the neighbourhood. Between them the till is formed as transverse ridges between Misterhult and Vekaboda related and connected to the hummocky moraine terrain.

In the whole area the till is sandy or fine-sandy, deposited as bottom moraine comparable with the moraine in the ridges with particularly transverse orientation (cf. fig. 11). There are also usually elements of stratified material occurring partly as large depositions near the ose courses, partly as quite limited depositions as lenses or meltwater-washed beds inside the till at higher levels. Within the depression of Lake Grytsjön there is a series of ridges formed as transverse ose-ridges striking from NW to SE. Towards the W it is possible to follow the gradual transition from glacial fluvial sediments to mor-

aine as can be seen on the stratification and the more or less rounded particles (fig. 19). Further cuttings within this district may possibly give more information to confirm the gradual transition from transverse moraine ridges to transverse ose-ridges as well as the relation between ose hills or comes and hilly moraine terrain. Stratified lenses are usually found in the lateral sides as narrow sand depositions, sometimes pressed into the till together with gravelly, sandy or fine-sandy distal sediments. Two road-cuttings N of Exhult are instructive as well as some hills N of the detailmapped area at Forreryd and Tärnhult, E of Traryd, where sandy sediment alternates with moraine masses. The upper moraine is thin and poor in boulders or more normal as regards richness in boulders, but in some cases it is rich in boulders, e.g. in the terrain NW of Delary. The boulders are also extremely large and to some extent elongated like longish ridges parallel to the striae, which may be due to ice activity or forces within the ice edge during the final ice recession. Often in this district there are intermediate forms between the hilly moraine forms and real drumlins, which prove the same theory. There are further examples besides the detailmapped area, e.g. at Ryfors between Delary and Göteryd, W of Älmhult, where a small drumlin has been accessible due to road building. The solid core is obviously lacking and the drumlin



Fig. 19. A mixture of till and stratified material in a hill at Vekaboda in the Misterhult–Ek-hult–Exhult area (cf. fig. 18). The stone orientations are as a rule irregular, but sometimes distinct maxima are recorded.

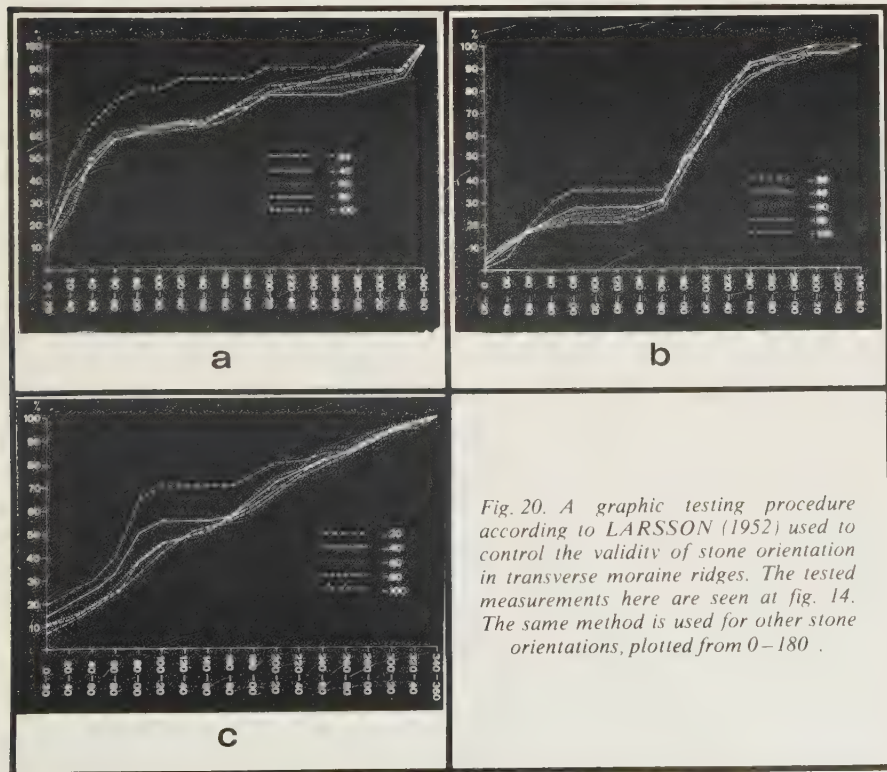
may probably derive its origin from a more or less rounded moraine hill, which the ice has transformed into an elongated drumlin-shaped ridge with superficial boulders forced into the ground moraine. The ice pressure is also seen in the cutting through press structures in the till.

The hilly and hummocky moraine terrain is common in central and northern Småland, too (cf. GAVELIN, MÜNTHE 1907, p. 106, 107), but has not yet been investigated in detail. The deadice moraine in SW Scania has been studied too, in the literature (NILSSON 1959), but has not the same character.

STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE TILL

Analyses in hummocky moraine regions

The orientation of pebbles and cobbles in the hummocky moraine regions shows that they are as a rule irregularly deposited. Distinct maxima are found only exceptionally, which indicates that the hills have not been under the same pressure as the drumlin forms or the ridges with mainly transverse



orientation, even if they are found in the same district very close to each other. Of importance is, of course, the irregular orientation in some drumlin ridges and in some transverse ridges too, which talk for a complicated deposition within the ice edge. The recorded irregular orientation of pebbles in the hummocky moraine region in the S of Småland coincides with earlier investigations in the same region (HOPPE 1952, p. 59), but locally there have been found some main directions of pebbles due to forces within the stagnant dying ice. Maybe sometimes a changing ice movement has led to disturbances in the frozen till during the deposition, which is possible in other moraines too.

In order to test the validity of the observations all the measurements are plotted at a testing diagram (fig. 20) according to the method of LARSSON (1952). If the curves follow the same line it is accepted as the true orientation in the moraine form at the analysed place.

RADIAL MORAINES OF UPPER SURFACE LAYERS

At high levels in N Småland there is another moraine form (MUNTHE, GAVELIN 1907, p. 107), which has been unknown in detail. It is parallel to the striae and built up of stony, boulderrich upper moraine in contrast to the drumlins. The area investigated up to now is a small district SE of Landsbro (fig. 7) on the top. map Nässjö with a number of elongated ridges of the composition mentioned above. A primary report makes it clear that they consist of boulders and stones from the sublying bedrock within narrow environs. Often there are bedrock ridges close to the boulder tails, from which the ice has pulled and thrust the material and carried it away in a distal direction.

MORPHOGENETICAL DISCUSSION

The discussion of the moraine morphology is based upon the following investigations: 1) The outer morphological shapes, 2) Material, structure and composition, 3) The structure and tectonics of bedrock, 4) Ice and glaciological conditions during the growth of the ice and the deglaciation.

The highlands of Småland during postcambrian period were situated above sea level for millions of years and have been decomposed through weathering and denudation. When the land submerged in the S the weathering surface in Scania was estimated to a thickness of about 200 m (LUNDEGÅRDH,

LUNDQVIST, LINDSTRÖM 1967, p. 200). Even if the decomposed material was successively carried away there is good reason to suppose that quaternary ice-masses had a loose weathered surface to work on.

The structural and tectonic mainlines in the bedrock have also led the glacial erosion, the glacifluvial drainage pattern and so on. In the S Fjällkingebacke, Vångaberget, Listershuvud and others are classified as monadnocks above the peneplain of southern Småland and northern Scania (MATTSSON 1962, p. 150). The real peneplain surface is very smooth apart from some small irregularities here and there. There is a water parting in S Småland formed as some small bedrock ridges striking NNE-SSW, built up of hyperite and diabase N of Lake Möckeln over Mälensås (200) and 'Målaskogs berg' (197). Perhaps it has also influenced the culmination of the ice-sheet. The horst lines in Scania have been of great importance to the glacial evolution. The mountain ridges are almost transverse in relation to the main ice direction. The upland facet declines gently towards the S and SE and in that region the Helgeå River and Lagan River respectively have probably changed their courses since presenonian time towards the E and W respectively (TROEDSSON 1932, p. 224, MATTSSON 1962, p. 166). In northern and central Småland the highlands is characterized by a central high triangle and some scattered monadnocks in the SW, fissure valleys in the NE and a hilly, and undulating landscape just outside (BJÖRNSSON 1937, p. 15, PERSSON 1969, p. 74).¹⁾ The cleavage system and fault lines have led the prequaternary weathering and the fluvial erosion. Locally the topography has conducted the ice growth as well as the ice movement and ice deviations within the broken terrain in e.g. the Sommen-Asunden region and in the Ema valley.

DRUMLINS AND MORaine FORMS RELATED TO THEM

The drumlins and drumlinoid forms appear as a rule in clusters built up around solid bedrock cores. The morphogenetical discussion had to begin with the glacial transformation of the irregularities of the bedrock surfaces. In the S upper bedrock surfaces have been most heavily polished and there are often roches moutonnées found through a heavy grinding on the upstream sides, whence fragments have been pulled away downstream by the ice (HILLEFORS 1969, p. 139). In the N the frequent cleavage systems and the structural valleys have directly influenced the glacial erosion in the depressions so that lake basins and valleys have been made deeper and broader (cf.

1) The bedrock topography is seen in fig. 23 according to DE GEER (1913) and RUDBERG (1971).

fig. 1). Lake Sommen is 53, Lake Asunden 52, Lake Nömmen 19, Lake Grumlan 17 and Lake Noen 24 m deep, which confirms this supposition (cf. TRYBOM 1895, 1899, 1901, BJÖRNSSON 1937, SAHLSTRÖM 1942). The lakes are as a rule very shallow in the south, except Lake Bolmen, Lake Möckeln, Lake Äsnen and Lake Mien.

Gradually the ice has lost its capacity to transport large moraine masses in the bottombeds, When the deposition began in the lee of the cores or towards the distal side probably at first in crevasses and caves under the ice. (THEAKSTONE 1966, 1967, VERNON 1966, p. 408). The crevasses and hollows have caused pressure gradients and therefore the till has been forced into them (cf. NYE 1959, p. 503). The lee moraine is found at first behind the obstacle and then it grows towards the proximal side over the solid core. Sometimes perhaps over a compressed core of bottom till or older sediments (RYDSTRÖM 1964, 1971). Gradually the deposited till has been compressed by the pressure of the ice and eroded probably along the shear planes in the deepest icebeds (WARD 1952, SWINZOW 1962). Finally meltwater landslips, creep and cryoturbation have influenced the surface structure as well as superficial dead-ice moraine (cf. GRAVENOR 1953, p. 678 f). Hollows, caves and crevasses have made it possible for meltwater to find its way downwards, which led to a synchronous deposition of the stratified material and the meltwater outwash within the till (cf. WEERTMAN 1964, p. 299). The plastic ice, which has polished and ground the outcrops at upper surfaces as well as lateral ones by the fine silty bedrock dust near the ice bottom becomes gradually more rigid. On the upstream sides there has however been an ice pressure for a long time. The pebbles are almost always parallel to the ice movement, and there are also often superficial boulders pressed into the ground moraine as well as real press structures and foldings confirming the active ice.

Probably there is a relation between the composition of the material and the pressure required for the formation of drumlins (SMALLEY-UNWIN 1968). This theory may possibly explain the existence of drumlins without solid cores and the regional distribution of drumlins (fig. 22). Sometimes, of course, there may be a core of sediment or large boulders, but the investigation shows that it is rare within the south Swedish highlands.

The distribution and cluster-shaped appearance of drumlins cannot, consequently be explained only from the tectonics and structure of the bedrock. In northern Scania and southern Småland there is a regional variation between drumlin fields and other moraine forms (cf. fig. 22) as a mosaic pattern. Locally the structure of the bedrock may have caused the regional

distribution, but as a rule the till creates its own forms. At Visseltofta there is an example of rapid transition from a transverse moraine landscape in the W to drumlin fields in the E. Within this district the bedrock ridges become directed more from N to S than E-W. This situation is favourable for the formation of drumlins as is shown in the Lake Lursjön region, because the ice movement has followed almost parallel to the prequaternary structure. Perhaps the drumlin field also corresponds to an icelobe with the Helge River as a western border.

The pressure situation has been perfect at some distance from the ice edge in proximal direction, in such a way that drumlins could be formed at the ice bottom of the sandy and fine-sandy bottom moraine. They are accumulated in fields or clusters because of the sublying bedrock, the glacial conditions or a combination of both (VERNON 1966, SMALLEY-UNWIN 1968). THEAKSTONE (1969, p. 805) reports that hollows and caves appear under an ice-sheet which is up to 50 m thick, and probably the drumlin forms originate further away under the ice as WRIGHT supposed (1957, p. 30). The latter mentions an ice thickness of 300 m.

Due to local circumstances pressure and strain may have varied within a very wide zone, which led to drumlinization in the stagnant dead-ice zone too. During the final recession there were also superficial boulders and upper moraine, which were added to the bottom layers giving a complex surface structure to the original, eroded, compressed drumlin-shape.

Maybe there is a correlation between the ice-pressure and the K-value as well as the elongation. Long well shaped drumlins indicate a large ice pressure and vice versa (cf. DOORNKAMP, KING 1971, p. 302).

MORAINE RIDGES MAINLY TRANSVERSE TO THE STRIAE

Investigations made by BLOMBERG (1895, p. 12), STOLPE (1911) and TROEDSSON (1954, p. 129 f) may have stimulated speculations on finding real terminal or annual moraine lines in northern Scania and southern Småland.

Ridges with a more or less accentuated transverse direction are very common in the peneplain of southern Småland, particularly in the shallow depressions and on the smooth plateaus. The author's investigation includes many demarcated areas from Linnestofta-Bjärröd, N of Klippan, to Karsemåla-Steglehylte, W of Lake Asnen. The till is in a primary position without being influenced by the sea or wider icelakes, which excludes a sub-aquatic deposition as claimed by among others TROEDSSON (1 c).

The author, has however, compared the field studies with the experiences of (TANNER 1914-1915, 1938, LUNDQVIST 1943, 1948, HOPPE 1952, BERGDAHL 1953, MATTSSON 1955, JOHNSON 1956, LUNDQVIST 1958, RYDSTRÖM 1964, 1971, FROMM 1965, HILLEFORS 1969, KNUTSSON 1971), too.

The ridges derive their origin in the stagnant dead-ice zone, which was more or less wide, above the highest shore-line, where the ice melted away under decomposition as in a karstic ice-landscape (CLAYTON 1964, RYDSTRÖM 1964, 1971, KNUTSSON 1971). In comparatively shallow valleys as the Helgeå valley and Lillå valley at Visseltofta and within the flat plateau between Snärshult Havralunga-Björstorp Vesljunga transverse ice-crevasses have been formed gradually in the stagnant dead-ice zone (cf. TAYLOR 1963, HOLDSWORTH 1969). The crevasses have, when they reached the icebottom or when they originated from there, led the moraine accumulation. At Karsemåla and Steglehylte the large district with moraine ridges is demarcated in the E and W by the depression of Lake Asnen and Lake Femlingen respectively and the drumlin fields in the neighbourhood. This indicates ice activity on both sides and ice lobation visible as moraine arch and striae deviations. The activity and division of the ice led to tension and stress in the ice edge and the formation of crevasses and other fractures. In some cases the structure and tectonics of bedrock as transverse bedrock ridges have influenced the crevassing of the ice and consequently the accumulation of moraine, too. This phenomenon is most noticeable in the Karsemåla-Steglehylte district (fig. 15) where a number of bedrock ridges contributed to crevasses in the ice-sheet, which then influenced the crevasses in the plateau district in the neighbourhood and in the shallow depressions near by. However, as a rule the till has its own morphology independent of the bedrock.

Crevasses in the stagnant dead-ice zone and transport of till along shear planes into the crevasses, caves and hollows may, however, not completely explain the remarkable accumulation of large transverse moraine ridges in contrast to the theory by Ward (1952) and CLAYTON (1964, p. 108).

Only in the very edge of the ice cap it is so thin that crevasses reach down to the ice bottom; 'From observations on the Barnes ice-cap terminus in Baffin Island, GOLDTWAIT (1951, p. 571) suggests that here shear planes carry debris to the surface only where the ice is less than 140 feet thick . . . '.

Probably small temperature difference within the ice edge have contributed to irregular movement of debris within the bottom layers along the frozen bed towards crevasses and fractures in the ice. Of great importance for this theory is also the 0° C isotherm, which changes its position during

the annual temperature circulation in the ice sheet, and as the cycle is repeated a number of times debris layers are fixed into the ice and into hollows and crevasses (cf. ROBIN 1955, WEERTMAN 1961, p. 972, SMALLEY-UNWIN 1968). The meltwater also contributes to the transport and when it is more widespread, the till has been stratified and sometimes there are real eskers parallel to the moraine ridges. Of course it has complicated the orientation of pebbles and cobbles, top.

Where the transverse ridges are built up, the thickness of the ice border has not been determined but it might have varied within broad limits in a wide stagnant dead-ice zone. The drumlin forms have however been formed upstream in relation to the formation of transverse ridges and the hilly moraines.

The deposition of moraine has occurred gradually beginning during an active period and continuing during the stagnation and the complete deglaciation. Heavy stagnant dead-ice blocks have remained for a long time in hollows, pits and depressions. Gravel, stones and boulders as well as other particles have been compressed sideways and have formed an irregular moraine topography (cf. AHLMANN 1938, LAGALLY 1932, HOPPE 1952). Press structures and compressed, superficial boulders indicate the ice was active in some way even when the ice border grew thin and motionless. The ice activity is particularly obvious in the arch-shaped moraine ridges, which are concave-shaped as formed by icelobes or more active ice tongues also in the peneplained southern region (JOHNSSON 1956, p. 232). Sudden movements have probably occurred also in the dead-ice zone perhaps depending on the movement of the 0° isotherm (WEERTMAN 1961) and the meltwater. The local topography has been of importance when the ice grew thinner.

The bottom moraine of the transverse ridges is coarser and has been transported over shorter distance than the bottom moraine of the drumlins. That is also relevant to the upper moraine layer, and there is always a much thicker upper moraine layer covering the transverse ridges and the irregular till masses especially in the lower depressions. Locally the meltwater has washed out the till particularly along the distal sides (cf. fig. 13), which has sharpened the ridges. Solifluction and other mass movements during the postglacial permafrost period have also influenced the ridge structure particularly in the slopes dipping towards the S and SW. The latter phenomenon has also contributed to laying the upper moraine boulders bare.

HUMMOCKY MORaine REGIONS

The referred hilly moraine forms have a genetical connection to the transverse ridges and they appear also together, but in some areas the hilly moraine forms are completely isolated. On the smooth and flat bedrock surfaces the ice has partly fallen into irregular fragments within the distal parts of the stagnant ice edge. The ground for this stagnation is the accumulation of moraine masses at the bottom of the ice and the monotonous practically structureless bedrock surface with an exceedingly small fall gradient. The glaci-fluvial drainage pattern has in this regions as well as in those with mainly transverse ridges been influenced by the moraine morphology. The glaci-fluvial course have found there ways outside the district. Shortly rills and small courses have followed iceblocks and ice-crevasses. Stratified material appears close to the ridge pattern and to the rounded hills. Distal sediments in superficial positions will indicate a slow and gradual deglaciation. Small surfaces of water and icelakes developed during a long time, which gradually were filled up with fine-grained sediment masses (cf. TANNER 1914-15, 1938, GRANLUND 1943, HOPPE 1948, MATTSSON 1955).

The counterpart in northern Scania and southern Småland to the moraine lines on the west and east coast consists consequently of wide margins of moraine landscapes formed within a stagnant ice mass continuing over southern Småland (MATTSSON 1955, JOHNSON 1956). There appear, however, no pregnant lines indicating a long stagnation or ice advances. The moraine landscape has assumed its character owing to the flat bedrock surface, the accumulation of bottom moraine masses and the gradual stagnation of the ice-sheet. The 'oscillation deposits' (RYDSTRÖM 1971, p. 550) have been formed during some interstadial and cannot indicate an ice oscillation.

CLASSIFICATION OF THE TILL

1. Drumlins and drumlin-like ridges appear all over the area but as a rule they are more frequent in certain districts. They are formed subglacially normally around a solid core.
2. Transverse ridges mainly transverse in relation to the last ice movement appear all over the area but are more common in the south region. They are formed subglacially within stagnant dead-ice.
3. Hilly moraine forms within hummocky moraine regions appear all over the area but are more common in the south region close to the transverse ridges. They are formed within stagnant dead-ice.

4. Moraine-plains as seen between Vetlanda and Myresjö (cf. fig. 7). In the author's opinion they are formed within stagnant dead-ice, but primarily influenced by active ice (cf. LUNDQVIST 1969, p. 60).
5. Irregular moraine forms. Between the drumlins and the transverse ridges and hills more or less irregular moraine forms occupy large areas, which have not been investigated in detail.

THE REGIONAL DISTRIBUTION OF MORaine FORMS

Beginning with the areas investigated in the field the author has mapped the regional distribution of moraine forms over the total area of the South Swedish Highlands (fig. 22, 23). The differences between the varying moraine landscapes are often obvious as seen from the aerial photographs. The key maps are drawn from them with good precision (cf. HOPPE 1959, WAS-

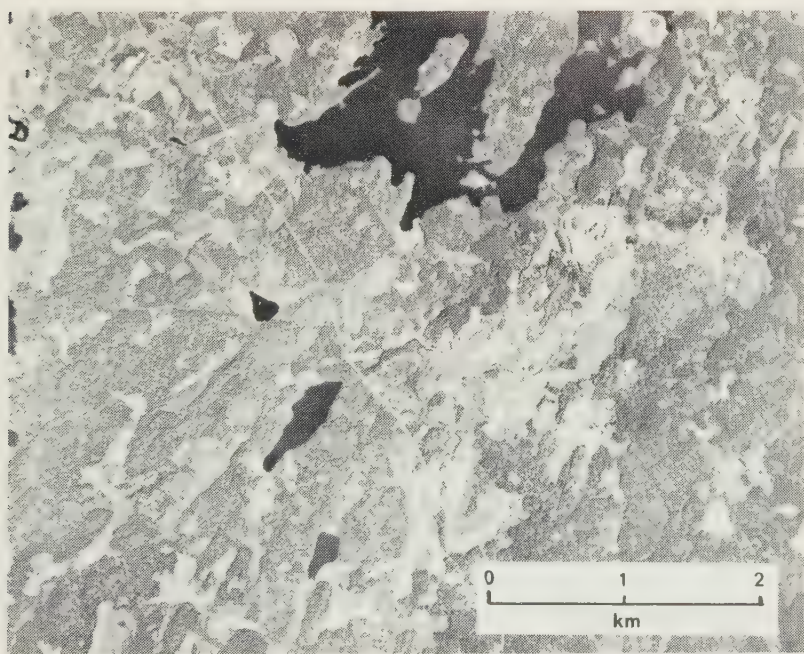


Fig. 21 a. Aerial photograph of the drumlin field between Osby and Visseltofta. The transverse ridges is visible in the NW, up to the left. 'Flygfotograferingen utförd av rikets allmänna kartverk år 1946. Godkänd för reproduktion och spridning av rikets allmänna kartverk den 13 januari 1972.'

TENSSON 1969, KIHBLÖM 1970, & fig. 21). The border parts between the different regions are mapped in detail in the field, but it is in spite of that difficult to separate the different moraine forms from each other when they are closely integrated. The vegetation will in many cases eliminate an exact determination of the relation between the moraines. N Scania and S Småland are characterized by dead-ice forms of very different shapes. Areas with mainly transverse moraine ridges or hummocky and hilly moraine regions are separated from smaller areas with drumlins and drumlinoid moraine forms. In central and northern Småland, where the bedrock relief has been more active, drumlin fields are more common and stagnant, dead-ice forms may locally lack completely. The latter is particularly characteristic in large areas with a dominating bedrock morphology. The detailed and key mapped main regions are presented in the following pages and in fig. 22, 23. Between the main regions there are different types of moraine forms which are not investigated up to now.

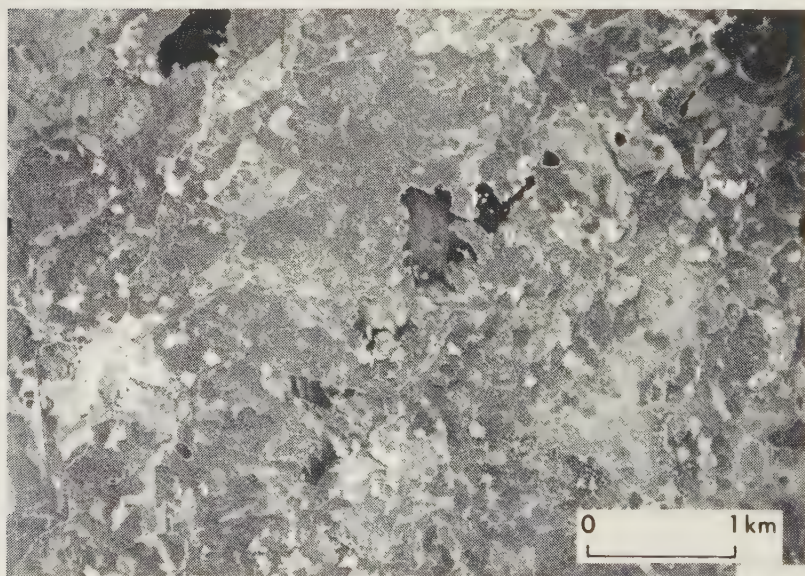
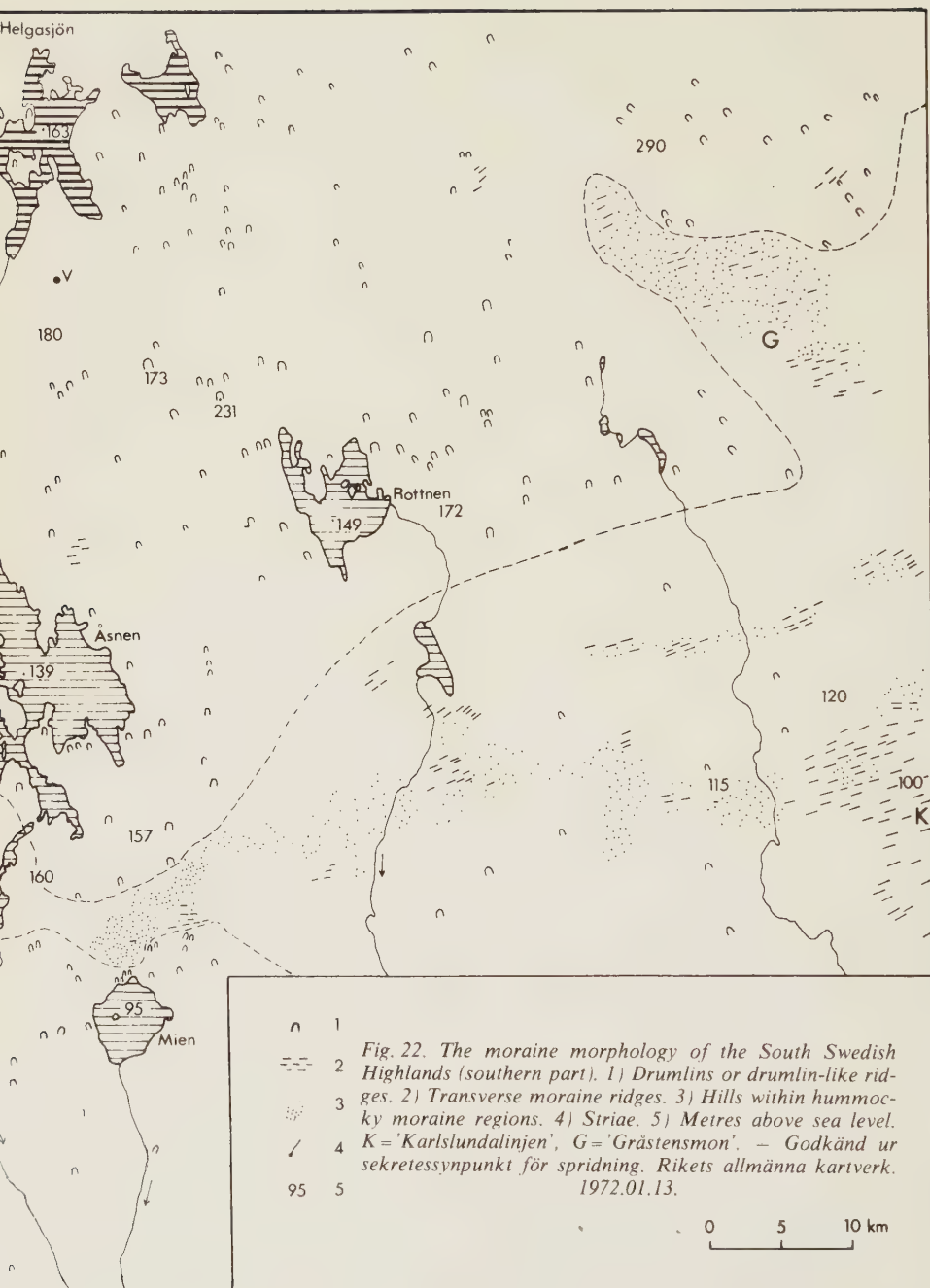


Fig. 21 b. Aerial photograph of the transverse ridges between Havraljunga and Vestljunga (cf. fig. 12). 'Flygfotograferingen utförd av rikets allmänna kartverk år 1946. Godkänd för reproduktion och spridning av rikets allmänna kartverk den 13 januari 1972.'





SOME DISTRICTS WITH DRUMLINS AND DRUMLINOID MORaine FORMS

a. The Lake Lursjön District. A drumlin field in northern Scania

This district is presented by fig. 5 and is situated N, S and E of Lake Lursjön. With continuation to Lake Tydingen at Ö. Broby in a very heterogenous bedrock area. In the N and S it consists of resistant diorite nappes and in the E the diorites are parallel and conform to the amphibolites and gneisses striking N 15–20° E. The irongneisses have been less resistant and decayed faster than the surroundings during preglacial time. Prequaternary valleys

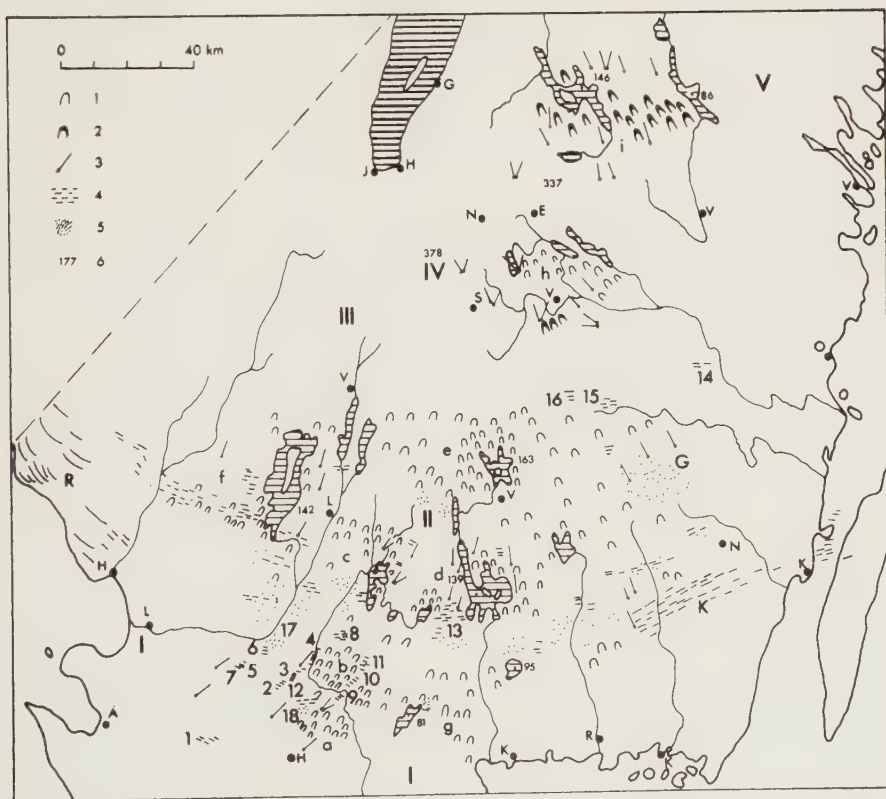


Fig. 23. The moraine morphology of the South Swedish Highlands. 1) Other drumlins or drumlin-like ridges. 2) Drumlins in stoss-side position. 3) Striae. 4) Transverse moraine ridges. 5) Hills within hummocky moraine regions. 6) Metres above sea level. K = 'Karlslundalinjen', G = 'Grästensmon'. R = Terminal lines at the West Coast. I = Cretaceous plains in the south. II = The lake plateau of the South Swedish Highlands. III = Monadnock plain of central Småland. IV = Undulating hilly land with a relief between 20–100 m and sometimes more. V = Fissure-valley landscape of northern Småland (cf. DE GEER 1913, RUDBERG 1971). – Godkänd ursekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk. 1972.01.13.

have during glacial time led the ice streams and the glacial erosion. The resistant bedrock ridges have been polished and sculptured in upstream, proximal positions, whence weathered rock fragments have been plucked away by the ice on the distal lee side forming real roches moutonnées. The thick moraine layers make it sometimes difficult to study the ice erosion and the ice sculpture. During the ice recession the bedrock ridges parallel to the last ice movement become solid cores for the drumlins and different drumlinoid moraine forms. The striae and the drumlin forms follow quite parallel to the valleys. The terrain declines slowly towards the S and SW, which has contributed to the forming of moraine accumulations on the leeside as elongated tails. Real drumlins dominate, but some ridges are more irregular. In the landscape the drumlin field is distinguished through the increasing relief. The differences in height between the lowest and highest points in a square of 25 km² increases from 0–25 to 25–50 (MAGNUSSON, LUNDQVIST 1957). To the S and SW the field grows wider and fan-shaped (cf. EBERS 1926, p. 172).

b. The drumlin District between Osby and Visseltofta

This region as well as the former has been investigated in detail (PERSSON 1966). The mapping fig. 22 covers, however, only the main area while drumlins and to them related forms appear over different adjacent districts. In the S Lake Osbysjön (71,7) and Lake Skeingesjön (76,6) are situated and in the N Lake Örsjön (104,9), while the highest points are to be found at Verum, Horsaskog (116,0) and Brunkelstorp (115) in the S and Halaböke (149,2) and Björkeras (151,69) in the N. In the W Helgeå valley makes a weak, tectonical line striking in NNE separating the drumlins fields in the E from the stagnant, dead-ice forms in the W in a distinct and pregnant way (cf. fig. 21). Outside some other weak lines through Lake Osbysjön and along the Driva River towards Älmhult the tectonic lines and the bedrock structure are irregular without dominating features in the underlying homogeneous gneissic bedrock. Some dikes of hyperite and diabase striking in NNE have played an morphogenetic role. They are found at Klinten, Osby and at Bökeberga with connections to the Lake Lursjön district and the large dikes at Älmhult, Glimakra and Lönsboda. More or less transverse bedrock ridges may sometimes have contributed to the formation of irregular drumlinoid moraines. Ideal drumlins appear first of all near Lakes Skeingesjön and Örsjön. In many cases the compressed bottom moraine is overlaid by loose, stagnant, dead-ice moraine, which makes the topography and moraine landscape more irregular (cf. HÖGBOM 1905, EBERS 1926, p. 198). This happens

particularly in the lateral outer sides of the drumlin field, where sometimes ridges with transverse orientation cover the drumlin ridges, especially the elongated distal tails. The detail morphology is consequently partly unknown but there are dominating lee-side accumulations as well as in the former area. On the survey map (MAGNUSSON, LUNDQVIST 1957) the area is distinguished by the increasing relief.

c. The Lake Möckeln District. A drumlin field in southern Småland

Lake Möckeln (136,2) makes up the southernmost part of a wide region in southern Småland with predominating drumlin forms over Lake Stensjön (136,8), Agunnaryd, Lake Ryssbysjön (136,8) in the N to Lake Tjurken in the NE. In the south part of Lake Möckeln, Taxås klint (170) and Krunan (165,2) make two well-shaped drumlinridges. Bölsö (145) makes up an irregular drumlinoid formation in the N and at Ramsås and Vedåsa the till is clearly drumlinized around solid rock cores. The district is almost 10 km wide in the S and then it continues over Fagerhult (161,0), Lake Agunnarydssjön (136,3) and so forth to the north. Close to Lake Tjurken the Mälensås ridges are situated which begin at Lake Mälen (142,5) and continue in directions towards N and NNW more than 15 km at levels about 200 m a.s.l. These ridges are heavily influenced by the bedrock, but on both sides there are drumlins and to them related moraine forms. This region has not been investigated in detail. Yet the primary examination will state that till consists of sandy and fine sandy ground moraine as well as in region a and b and that the moraine masses as a rule has been deposited on the distal side of the solid cores. It happens that the solid core is lacking sometimes. As a rule the drumlin ridges are covered by heavy forestvegetation, which is common in the southern region, but W of Lake Ryssbysjön there also appears a wider whalebackshaped moraine ridge, which type in N Småland and N Sweden is called 'lidmorän' (HÖGBOM 1905, BJÖRNSON 1953). Remarkably the crag on the upstream side is dominating. On the survey map (MAGNUSSON, LUNDQVIST 1957) this area is distinguished through the increasing relief, but the tendency is not quite uniform in the whole area and therefore a further subdivision is expected in the future when the district will be investigated in detail.

d. The drumlin district from Lake Femlingen to Lake Åsnen

From this region there is no detailmapping, but it is a very important area because of its position between wide areas with stagnant dead-ice masses of different character. Particularly pregnant is the contrast at Lake Åsnen bet-

ween the open, bright and cultivated drumlin-landscape in the E at Urshult and the dark area covered with pine forest in the SW. The till in the latter area is gravelly, stony and boulderrich.

- e. *The Lake Helgasjön District (RYDSTRÖM 1964, 1971)*
- f. *The Lake Bolmen District*¹⁾
- g. *The drumlin landscape of W Blekinge (BJÖRNSSON 1936)*
- h. *The Emå valley District. A drumlin field in central Småland*

Central and northern Småland is characterized by an increasing relief and the landscape is divided by cleavage systems, open valleys and pregnant bedrock ridges (BJÖRNSSON 1937, 1953, NORDENSKJÖLD 1944). In the Emå valley the bedrock is dominated by the so called Vetlanda series, a number of metamorphic schists and flakes in W-E and WNW-ESE direction and some homogeneous massifs of granite at higher level in the N as well as in the S. The last ice movement came as a rule from NW and NNW. The drumlin ridges are extraordinarily large to the S and SW of Vetlanda in the upclining terrain S of the Emå River valley. The heights at Bäckseda (292,2) and Myresjö (313) are more than 100 metres above the water surfaces in the surroundings, and if we consider the depths of the lakes the difference between the highest and the lowest points are about 150. The upper surfaces are wide and the ridges are 4 to 5 km long elongated in the ice direction. Smaller ice deviations may have influenced the orientation of the ridges. The till is very fine grained originating from northern Småland and southern Östergötland, too. Large upstream depositions formed as crags or wide 'lid'-moraines appear also NE Vetlanda, but the types Nos 2, 3 and 4 are most common in this region. They are here as in the southern region often covered with pine forest. Some islands in Lake Solgen (194,7), Lake Mycklaflon (207,5) and Lake Bellen (204,8) are formed as rock drumlins, but this type is more common in the coast region, where the drumlin ridges influenced by the bedrock are quite intermediate to roches moutonnées. On the surveymap (MAGNUSSON, LUNDQVIST 1957) the drumlin field here mentioned is observed because of an increasing relief, which increases particularly compared with the plane, triangular plateau between Sävsjö-Vetlanda and Eksjö.

The same contrast is observed between the moraine plains in the valley and the drumlin field on both sides of it. The moraine plains in the valley are lacking pregnant morphological features and the till is often poor in

1) This is an area with a complex moraine morphology with drumlins, drumlinoids, transverse ridges as well as hills within hummocky moraine regions (JOHNSSON 1956).

boulders. Probably the ice has remained for a long time as stagnant icemasses, which is uncommon in this region compared with the southern area. The moraine plains are most widespread between Vetlanda, Myresjö and Landsbro.

i. The drumlin district from Lake Sommen to Lake Åsunden (BJÖRNSSON 1937, 1953)

DRUMLIN FIELDS IN OTHER AREAS A SHORT SUMMARY

Drumlins are very common in glaciated areas in different positions. The shapes varies depending on the topographical position, the bedrock structure, the composition of the till or on glaciological reasons.(cf. the summary, Table 3).

SOME AREAS WITH MORAIN E RIDGES MAINLY TRANSVERSE TO THE ICE MOVEMENT

As mentioned earlier moraines formed within a stagnant iceborder is most common in the southern region. Districts with moraine ridges with orientation transverse to the striae are most distinct. Sometimes the ridges are close to the drumlin fields and sometimes they have found its way up over the tails, but mostly the ridges are found near the hummocky moraine region. Transverse ridges as well as small moraine hills appear almost always in shallow depressions or on the flat plateaus of the subcretaceous peneplain of the region.

1. The Linnestofta-Björred District

The ridges are orientated in WNW-ESE in a small depression, in which the terrain inclines from a position near the highest shore-line (PERSSON 1971) about 100–105 m. Their length varies from 150 m to 2000 m. Their crests reach 15 to 20 m above the surroundings and they are up to 150 m wide. The distance between them is on the average 100 m, and the till consists of sandy and silty ground moraine which on the top becomes more rich in boulders. The bedrock consists of gneisses, but parallel to the tectonical lines there are some dikes of diabase and some more pregnant ridges of gneiss cf. (LINDSTRÖM 1878, BEHRENS 1953).

2. The Havraljunga-Hygnarp-Vestljunga District

The ridges in this area are orientated in WNW-ESE and concentrated to two shallow depressions in the archaean surface between 110 and 130 m. The striae have a direction from NE and the ridges reach the height of up

Table 3. Drumlin fields. A short summary, mainly from EBERS (1926, 1937)

Area	Length (m)	Width (m)	Length/Width	Height (m)	Author ¹⁾
USA					
New England	200–3000	—	1:1–6:1	7–76	(Früh)
New York	—1000	—	6, 5, 4, 3:1	6–18	..
Boston	—1520	—	3:2, 2:1	8–67	(Upham)
New Hampshire/Mass.	500–760	—	3:2	13–50	(Hitchcock)
Finger–Lake area	800–3000	380	3:1–12:1	30–73	(Früh, Leverett, Johnson, Fairchild)
Michigan	—	—	—	—13	(Russel)
Wisconsin	—3000	—	2:1–19:1	—36	(Früh, Alden)
Wadena, Minnesota	500–12000	—	—	5–10	WRIGHT 1957
CANADA					
New Brunswick	—	—	—	—	(Chalmers)
Cree-Lake	—	—	—	—56	(Tyrell)
IRELAND					
Ballina-Ballinrobe	253–1647	158–570	2, 9:1, 4:1	—	(Kinahan, Lewis, Close)
Leitrim	—	—	—	—	..
Jar-Connaught	760–3040	—	—	—33	(Fairchild)
The Ards Peninsula	—	—	—	—	VERNON 1966
SCOTLAND					
Glasgow	380–1000	—	3:1, 2:1	17–42	(Upham)
Tweed	1000–4470	190–348	7:1, 10:1, 12:1	—	(Geikie)
POLAND					
Pomerania I	600–1100	350–600	2 1/4:1 ²⁾	—	(Keilhack)
II	800–2600	300–400	3 3/4:1 ²⁾	—	..
III	1200–6400	250–550	7:1 ²⁾	—	..
IV	325–750	100–425	2, 5:1 ²⁾	—	..
V	750–2900	75–275	8:1 ²⁾	—	..
Lissa	300–5000	100–1300	—	2,5–25	..
Schmiegel	—5000	—	—	5–25	..
Grätz	400–4500	200–1000	—	5–10	(Korn)
DDR					
Lindau	600–1600	300–650	2:1, 3:1	19–67	(Kinkelin)
W. GERMANY					
Holstein, Oldesloe	150–600	100–200	—	5–20	(Hess v. Wichdorff)
Lake Bodensee	187–1000	87–600	1, 5:1, 2, 5:1, 3:1	18–60	(Schmidle, Schmidt, Früh)
SCHWEIZ					
Uster	100–1600	50–325	1:1–13:1	1–38	(Bodenburg, Hellmund)
Steinach-Sitter	290 ²⁾	112,5 ²⁾	2, 6:1	9–25	(Früh)
Sitter-Thur	200–1100	69–425	2, 5:1	5–26	(Falkner)
Seuzach	185 ²⁾	92 ²⁾	2:1	5,5	(Früh)
FINLAND					
Enare socken	—	—	—	5–10	TANNER 1914–15
Sondankylä socken	300–2000	20–300	—	4–20	..
Kittilä socken	50–250	—	—	5–12	..
SWEDEN					
Västerbotten, Coast region	1000–3000	50–100	—	4–6	HÖGBOM 1905, GRANLUND 1943
Närke plain, Hackvad	1000	100–200	—	ca. 10	SAHLSTRÖM 1910
Närke plain, W. part	2000–3000	600–800	—	20–25	..
Dalsland	1000–2000	—	2:1, 3:1	20–40	DE GEER 1895
W. Billingen, E. Lake	100–500	10–50	—	8–10	DE GEER 1895
Hornborgasjön	—	—	—	—	..
Karlsborg, NV Viken	—	—	—	—	WESTERGÅRD, JOHANSSON, WILLÉN 1926
At Lake Roxen	—	—	—	—	LINNARSSON, TULLBERG 1882,
Norrbottn	—	—	—	—	HOPPE 1951
Kinnekulle	100–3000	50–400	—	0,5–50	BJÖRK 1959
S Sweden (W part)	—	—	—	—	(GILLBERG 1955, HILLEFORS 1969)

There are many other areas, but this will show the appearance of drumlins in different topographical position, e.g. within plains (with sedimentary rocks), in archaean peneplained surfaces, on small plateaus and in structure landscapes with increasing relief.

1) Authors within parenthesis from EBERS (1926).

2) Average.

to 20 m, the depths of the bogs and swamps included. They are often more than 100 m wide and the distance between them is on an average 130 m. The till is sandy and silty bottom moraine with a lot of stratified lenticular sand deposits within the coarse unsorted material, and sometimes there are a direct relationship with the transverse eskers in the neighbourhood. The glacifluvial plateau at Havraljunga for example probably derives its origin from a transverse crevasse in the dead-ice zone. The ridges within the depression from Lake Gardsjön to Lakes St. and L. Nosta are the most well-shaped.

3. The Vesljunga–Visseltofta District

Within this region the ridges are almost totally concentrated to the W-E valley depression of the Lillå River. Some of them reach up over the valley, and the distance between them is on the average 250 m. The crests reach 15–20 m above the surroundings and they are sometimes more than 200 m wide. In some areas they strike in the direction NW-SE transverse to the striae from NE. The till is sandy and fine-sandy bottom moraine sometimes with lenticular stratified deposits of sand and silt. On the surface the upper layer is more rich in boulders and sometimes the boulders are very large and numerous. (cf. BLOMBERG 1895, TROEDSSON 1954, PERSSON 1962, 1966).

4. The Visseltofta–Skåparyd District

This area is looked upon as a continuation of the two areas above. The ridges in the valley of the Helgeå River strike in the direction WNW-ESE, but they are always cut off by the recent river course (cf. fig. 21). In spite of that they are followed up over the valley sides for more than 1000 m. The striae have a direction from NNE and NE and the distance between the crests is on the average 300 m. They reach a height of 15 m up to 100 and 105 m a.s.l. Stratified debris in the bottom till layer appears in several places particularly in connections with the glacifluvial valley depositions.

The areas Nos 2–4 make a complete series more than 20 km long, where there is no interruption except the local topography.

5. The basin of Lake Kraxasjön

This small depression is situated 3 km S of Markaryd, where a number of transverse moraine ridges is distinguished in the otherwise irregular moraine topography. They reach 105–115 m a.s.l. and a relative height of more than 10 m. Their length varies from less than 500 to 1100 m and their width from less than 50 to 200 m. The striae are transverse to the ridges, and the distance between the ridges measures on the average 250 m.

6. *The Fjärholma District*

The transverse ridges are here concentrated to a very small depression NE Markaryd, 105–125 m a.s.l. Their length is almost always less than 500 m and the relative height only about 10 m. They strike in the direction WNW-ESE and reach a width of 150 m. The average distance between them amounts to 100 m. Here as well in the areas mentioned above the till is sandy and silty except a thin more coarse-grained upper layer with boulders.

7. *The basin of Lake Store sjön*

Lake Store sjö is situated about 10 km SW Markaryd at the border between Skåne–Halland–Småland. The basin strikes in the direction NE-SW, transverse to the ridges. They reach about 15 m above the surroundings and have a width of about 200 m. The average distance between them amounts to 275 m. The till is in this region affected by the glaciﬂuvial courses in the valley bottom, and in some cases it is obvious that the glaciﬂuvial stream has followed the transverse crevasses within the ice border. The total area is mentioned earlier by LINDSTRÖM (1898).

8. *The basin of Lake Farstusjön*

This area is situated close to the drumlin field in the S (b). The ridges are as a rule transverse to the striae but there are also irregular forms. The relative height is about 15 m and the crests reach 130–155 m a.s.l. Their length varies from less than 500 m to more than 1000 m and their width from less than 50 to 200 m. The average distance between them has been measured to 200 m.

9. *The Mannarp–Sibbarp District*

This area consists of a series of low transverse ridges with the beginning at the basin of Lake Osbysjön. The ridges have as a rule a relative height of only 2 to 5 m, but are followed for more than 500 m. They are transverse to the striae and the distance between them averages 150 m.

10. *The bog at Kalhult*

The depression strikes in the direction NE-SW and in this there is a series of small moraine ridges orientated from NW to SE. Probably they make up the upper parts of more pregnant forms hidden by the swamps. With respect to this their relative height may be calculated to 5 or 10 m, and they stretch for about 500 m. The average distance between them amounts to 150 and the distal level is about 75 m a.s.l., i.e. about 10 m above the highest shoreline in this region (cf. PERSSON 1971).

11. The basin of Lake Hamsarpsjön

10 km NE Osby the series mentioned above continues at about 130–140 m a.s.l. The lake basin is parallel to the Driva valley (NNE-SSW). The striae come from NNE and most of the ridges are transverse to them. In the irregular dead-ice moraine the transverse series appears. The ridges is on the average 200 m from each other and reach about 10 m over the surroundings.

12. The Tviggasjö–Tågarp District

This area is looked upon as a continuation southwards from the areas Nos 9–11, because the ridges are found in a valley, which may have been the pre-Quaternary course of the Helgeå River towards the SW (MATTSSON 1962). The moraine ridges strike in the E-W direction between 65 and 90 m a.s.l. The ridges are steep and often 10 to 15 m high, but the crests are in most cases only 75 to 100 m from each other. This is probably due to the course of the Skeinge esker, which has found its way in the ice-crevasse system forming old ridges parallel to the moraine ridges. It is difficult to examine the different forms, because they are both covered with an upper moraine layer at the top. Glacifluvial deposits are, however, common in both of them. In the south the moraine pattern is integrated with a small area of hilly and hummocky forms.

13. The Karsemåla–Steglehylte District

14. The area S of More Kastell

In this region there are many continuous moraine ridges striking in the WSW-ENE direction, i.e. more or less transverse to the striae. They are, however, small and frequently influenced by the sublying bedrock surface.

15. The area S of Åseda around Lake Hultbren

The ridges here is very like the former, but in this area they are more well-shaped and independent of the sublying bedrock. The moraine masses have, however, to some extent been fixed up around the bedrock ridges (fig. 17) also transverse to the striae, which come from NW and NNW. The bogs and swamps in the surroundings tend to give the ridges still more pregnancy.

16. The area E of Lake Örken

In the inclines in front of Hörjesås (300,76) there is a series of short moraine ridges with mainly transverse orientation. The distance between them is between 75 and 100 m. They consist of sandy and silty bottom moraine

mostly independent of the sublying bedrock. In some cases bedrock ridges parallel to the quaternary moraine forms appear. As a rule they reach a relative height of only 5 to 10 m.

HUMMOCKY MORAINÉ REGIONS WITH EXAMPLES FROM THE SOUTH SWEDISH HIGHLANDS¹⁾

17. *The Misterhult–Ekhult–Exhult area, NE of Markaryd*

18. *The hummocky moraine region S of Tågarp & Tviggasjö*

G. 'Gråstensmon' (MATTSSON 1955)

K. 'Karlslundalinjen' (BERGDAHL 1953)

R. Terminal lines at the West Coast (CALDENIUS, LARSSON, MOH-RÉN, LINNMAN, TULLSTRÖM 1966).

CONCLUSIONS

From the maps in fig. 22, 23 it is possible to distinguish the distribution of different moraine forms. Drumlin and drumlin-like ridges appear almost all over the area in large fields stretching from W to E. The density of drumlins increases with the relief and they are therefore as a rule possible to follow from the lakes in Southern Småland and Northern Scania (Lursjön, Asnen, Möckeln, Femlingen, Helgasjön, Bolmen) over wide areas around. The same thing is observed in northern and central Småland around Lakes Sommen and Åsunden and the Emå valley. Between the drumlin fields other moraine forms dominate, but drumlins are not totally lacking in any area. In the irregular moraine morphology ridges transverse to the striae are to be found, but hilly and hummocky moraine terrain is very common in the shallow valleys and on the flat archaean bedrock surfaces. In the south the moraine creates its own forms, while the bedrock influence is much greater in the north. The boundaries between different areas must be determined in the field.

The changing from drumlin fields into dead-ice moraine of regular or irregular type has a glaciological explanation but the details are not yet completely known. This phenomenon is, however, seen in many other areas. The classification system of drumlins and with them related forms in this paper may be applicable preferably to archaean, peneplained surfaces with small structure valleys and a sandy-finesandy till (cf. Table 3).

1) In the paper by HOPPE (1952) there is a short summary of hummocky moraine regions including areas with pregnant ridges as the Rogen and Idre areas. Several areas are found in Finland (cf. TANNER 1914–1915, 1938).

REFERENCES

Abbreviations:

Am. Journ. of Sci.: American Journal of Science, New Haven.

G. F. F.: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

Journ. of Geol.: Journal of Geology, Chicago.

Journ. of Glac.: Journal of Glaciology, London.

L. U. G. I.: Lunds Universitets Geografiska Institution.

S. G. U.: Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm.

S. G. A.: Svensk Geografisk Årsbok, Lund.

- Ahlmann, H. W.: 1938: Über das Entstehen von Toteis. G. F. F. Bd. 60.
- Behrens, S., 1953: Morfometrisk, morfogenetisk och tektonisk studier av de nordvästskånska urbergsåsarna, särskilt Kullaberg. L.U.G.I. Avh. 24.
- Bergdahl, A., 1953: Israndbildningar i östra Syd- och Mellansverige. Med särskild hänsyn till åsarna. L.U.G.I. Avh. 23, Lund.
- Bergsten, K.E., 1943: Isälvsfält kring norra Vättern. L.U.G.I. Avh. VII.
- Björk, A., 1959: Drumlins på Kinnekulle, Ymer.
- Björnsson, S., 1936: Ett västblekingskt platålandskap. S.G.Å. 12.
- 1937: Sommen–Asundenområdet. En geomorfologisk studie. L.U.G.I. Avh. 4, Lund.
- 1953: Drumlinbildningar i Sommen Asundenområdet. S.G.A. 29.
- Blomberg, A., 1892: Beskrifning till kartbladet Glimåkra. S.G.U. Ser. Aa N:o 108.
- 1895: Beskrifning till kartbladet Vittsjö. S.G.U. Ser. Aa N:o 113.
- Caldenius, C., Larsson, W., Mohrén, E., Linnman, G., & Tullström, H., 1966: Beskrivning till kartbladet Halmstad. S.G.U. Ser. Aa Nr 198.
- Chamberlin, T. C., 1894: Proposed genetic classification of pleistocene glacial formation. Journ. of Geol. Chicago.
- Charlesworth, J. K., 1957: The Quaternary Era. With special reference to its glaciation. I–II. London.
- Chorley, R. J., 1959: The shape of drumlins. Journ. of Glac. Vol.3.
- Clayton, L., 1964: Karst topography on stagnant glaciers. Journ. of Glac. Vol. 5.
- De Geer, G., 1895: Ett för Sverige nytt slag af radial-moräner. G.F.F.
- 1910: Södra Sverige i senglacial tid. S.G.U. Ser. Ba N:o 8.
- De Geer, S., 1913: Beskrivning till översiktskarta över Södra Sveriges landformer. S.G.U. Ser. Ba N:o 9.

- Doornkamp, J. C., & King, C. A. M., 1971: Numerical analysis in geomorphology. An introduction. London.
- Ebers, E., 1926: Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie Und Paläontologie. Bd 53, Abt. B. Stuttgart.
- 1937: Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. Zehn weitere Jahre Drumlinforschung (1926–1936). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Bd. 78, Abt. B. Stuttgart.
- Ekström, G., 1936: Skånes moränområden. S.G.Å. Lund.
- Frisén, R., 1961: Glacialsulptur i Smålands urbergsskärgård. S.G.A. 37. Lund.
- Fromm, E., 1965: Beskrivning till jordartskarta över Norrbottens län nedanför Lappmarksgränsen. S.G.U. Ser. Ca Nr. 39.
- Gavelin, A., & Munthe, H., 1907: Beskrivning till kartbladet Jönköping. S.G.U. Ser. Aa N:o 123.
- Gillberg, G., 1955–1956: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. I–III. G.F.F. Bd. 77, 78.
- 1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the South Swedish Highlands. G.F.F. Bd. 86.
- Glen, J. W., Donner, J. J., & West, R. G., 1957: On the mechanism by which Stones in till become orientated. Am. Journ. of Sci. 255. New Haven.
- Goldswait, R. P., 1951: Development of end moraines in East-Central Baffin Island. Journ. of Geol. Chicago.
- Granlund, E., 1943: Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen med karta i skala 1:300 000. S.G.U. Ser. Ca N:o 26.
- Gravenor, C. P., 1953: The origin of drumlins. Am. Journ. of Sci 251. New Haven.
- Haefeli, R., 1961: Contributions to the movement and the form of ice sheets in the Arctic and Antarctic. Journ. of Glac. Vol. 3.
- Harrisson, P. W., 1957: New technique for three dimensional fabric analysis of till and englacial debris containing particles from 3 to 40 mm in size. Journ. of Geol. Vol. 65. Chicago.
- 1957: A clay till fabric: its character and origin. Journ. of Geol. 65. Chicago.
- Hillefors, A., 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. Naturgeografiska studier. L.U.G.I. Avh. 60.
- Holdsworth, G., 1969: Primary transverse crevasses. Journ. of Glac. Vol. 8.

- Holmes, C. D., 1941: Till fabric. Bulletin of The Geographical Society of America, Vol. 52, New York.
- Hoppe, G., 1948: Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. *Geographica* 20.
- 1951: Drumlins i nordöstra Norrbotten. *Geografiska Annaler*.
 - 1952: Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. *Geografiska Annaler*.
 - 1957: Problems of glacial morphology and the ice age. *Geografiska Annaler*.
 - 1959: Om flygbildstolkning vid jordartskartering jämte några erfarenheter från jordartskartering i norra Lappland. *G.F.F. Bd. 81*.
 - 1963: Subglacial sedimentation with examples from Northern Sweden. *Geografiska Annaler*.
- Hummel, D., 1877 a: Beskrifning till kartbladet Huseby. S.G.U. Ser. Ab N:o 1.
- 1877 b: Beskrifning till kartbladet Ljungby. S.G.U. Ser. Ab N:o 2.
 - 1877 c: Beskrifning till Kartbladet Vexjö. S.G.U. Ser. Ab N:o 3.
- Högbom, A. G., 1905: Studien in nordschwedischen Drumlinlandschaften. Bulletin of The Geol. Inst. of the University of Upsala. No 12. 1905.
- Hörner, N. G., 1944: Moränens mekaniska sammansättning. *G.F.F. Bd. 66*.
- Jaatinen, S., 1960: The glacial morphology of the Åland Island, with special reference to the Quaternary deposits. *Fennia* 84.
- Johansson, C. E., 1960: Rikttningsanalyser i glacifluviala och fluviala avlagringar. *S.G.A. 36*.
- 1965: Structural studies of sedimentary deposits. Orientation analyses, literature digest and field investigations. *Lund Studies in Geography. Ser. A. Physical Geography. No. 32*.
- Johansson, H. G., 1968: Striae and fabric in a moraine exposure in Västerbotten, N. Sweden.
- Johnsson, G., 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. *L.U.G.I. Avh. 30*.
- 1959: Periglacial phenomena in southern Sweden. I. Stratigraphy. *Geografiska Annaler*.
- Jonasson, K., Jonsson, B., & Persson, B., 1970: Limnologiska undersökningar av Luhrsjön, Lillsjön, Skärsjön, Ottarpssjön och Ballingslövssjön. 1969–1970: Inst. för vattenbyggnad. Tekn. Högskolan, Lund. Bull. Ser. B nr. 12.
- Kaitanen, V., 1969: A geographical study of the morphogenesis of northern Lapland. *Fennia* 99, N:o 5.

- Kihlblom, U., 1970: Flygbildstolkning för jordartsbestämning. Stockholm.
- Knutsson, G., 1962: Algutsbodatraktens geologi. Algutsbodaboken. Nybro.
- 1971: Studies on ground-water flow in till soils. G.F.F. Vol. 93.
- Lagally von, M., 1932: Die Bewegung des "toten Eises" an der Pasterze. Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. 20 Leipzig.
- Larsson, I., 1952: A graphic testing procedure for point diagrams. Am. Journ. of Sci. New Haven.
- 1954: Structure and landscape in Western Blekinge, southeast Sweden. Lund Studies in Geography. Ser. A. Physical Geography. No. 7.
- 1964: Redogörelse för tektoniska undersökningar av berggrunden söder om Hästveda. Sydsvenska Ingenjörshyr AB, Malmö.
- Lindström, A., 1877: Beskrifning till kartbladet "Hessleholm". S.G.U. Ser. Aa N:o 61.
- 1878: Beskrifning till kartbladet Herrevadskloster. S.G.U. Ser. Aa N:o 67.
- 1882: Om förekomsten av kaolin och kaolinblandad lera i norra Skåne. G.F.F. Bd. 6.
- 1898: Beskrifning till kartbladet Örkellunga. S.G.U. Ser. Aa N:o 114.
- Linnarsson, G., & Tullberg, S. A., 1882: Beskrifning till kartbladet Vreta kloster. S.G.U. Ser. Aa Nr. 83.
- Lundegren, A., 1934: Kristianstadsområdets kritbildningar. G.F.F. Bd. 56.
- Lundegårdh, P. H., Lundqvist, J., & Lindström, M., 1967. Sveriges Berggrund.
- Lundqvist, G., 1943: Norrlands jordarter. S.G.U. Ser. C N:o 457.
- 1948: Blockens orientering i olika jordarter. S.G.U. Ser. C N:o 497.
- Lundqvist, J., 1958: Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. Ser. Ca N:o 38.
- 1969: Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. S.G.U. Ser. Ca Nr 45.
- Magnusson, N. H., & Lundqvist, M., 1957: Landytans brutenhet. Atlas över Sverige 3–4.
- Mannerfelt, C. M.-son., 1945: Nagra glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om landisens avsmältningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. Geografiska Annaler.
- Mattsson, L., 1955: Grastensmon. Ett dödismoränlandskap i sydöstra Småland. S.G.A. 31.
- Mattsson, A., 1962: Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die nichtglaziale Formenwelt der Felsenskulptur. L.U.G.I. Avh. 39.

- Mohrén, E., & Larsson, W., 1968: Beskrivning till kartbladet Laholm. S.G.U. Ser. Aa Nr 197.
- Möller, H., 1960: Moränavlagringar med linser av sorterat material i Stockholmstrakten. G.F.F. Bd. 82.
- 1962: Annuella och interannuella ändmoräner. G.F.F. Bd. 84.
- Nilsson, K., 1959: Isströmmar och isavsmältning i Sydvästra Skanes backlandskap. S.G.U. Ser. C N:o 567.
- Nordenskjöld, C. E., 1944: Morfologiska studier vid Norra Kalmarsund. S.G.A. 20.
- Nye, J. F., 1959: The motion of ice sheets and glaciers. Journ. of Glac. Vol. 3.
- 1967: Plasticity solution for a glacier snout. Journ. of Glac. Vol. 6.
- 1969: The effect of longitudinal stress on the shear stress of the base of an ice sheet. Journ. of Glac. Vol. 8.
- Persson, M., 1932: Morfologiska studier inom nordöstra Skånes sjöområdet. S.G.A. 8.
- Persson, T., 1962: En glacialmorfologisk studie i norra Skåne. 3-betygsuppsats vid Lunds Universitets Geografiska Institution. Opubl.
- 1966: Studier över landskapets morfologiska utformning och utveckling inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. Med särskild hänsyn till glaciala formelement. (Manusk., geogr. inst., Lund).
- 1966: Moränmorfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. S.G.A. 42.
- 1967: Glaciälvial morfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. S.G.A. 43.
- 1969: Skuror och andra erosionsrännor inom Smålands högland. S.G.A. 45.
- 1971: Några HK-indikationer i södra Sverige. S.G.A. 47.
- Reed, B., Galvin, C. J., & Miller, J. P., 1962: Some aspects of drumlin geometry. Am. Journ. of Sci. Vol. 260.
- Richter, K., 1932: Die Bewegung des Inlandseises rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschrift für Geschiebeforschung VIII. Leipzig.
- 1933: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Abh. aus dem Geol. – Paläont. Inst. der Univ. Greifswald.
- 1936: Gefügestudien im Engebræ, Fondalsbræ und ihren Vorlands-sedimenten. Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. 24 Leipzig.
- Robin, G. De Q., 1955: Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. Journ. of Glac. Vol. 2.

- Rudberg, S., 1958: Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. G.F.F. Bd. 80.
- 1971: Geomorfologi. Atlas över Sverige 5–6.
- Rydström, S., 1964: Kvartärgeologiska studier inom Varend, södra Kronobergs län. Opubl. lic.avh. vid Lunds Universitets Kvartärgeologiska Institution.
- 1971: The Varend District during the last glaciation. G.F.F. Vol. 93.
- Rytterberg, E., 1943: Asliknande grusryggar i trakten V och NV om Avesta. G.F.F. Bd. 65.
- Sahlström, K. E., 1910: Ett drumlinområde i Närke. S.G.U. Ser. C. Nr 222.
- 1942: De svenska insjöarnas djupförhållanden. S.G.A. 18.
- Seifert, G., 1954: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn. Ostwagrien und dem dänischen Wohld. Meyniana 2.
- Smalley, I. J., & Unwin, D. J., 1968: The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlinfields. Journ. of Glac. Vol. 7.
- Stolpe, M., 1892: Beskrifning till kartbladet Nydala. S.G.U. Ser. Ab N:o 14.
- Stolpe, P., 1911: En sydsvensk israndlinie och dess geografiska betydelse. Göteborgs Kungl. Vetenskaps- o. Vitterhetssamhälles Handl. Fjärde följd. XIII.
- Strandmark, P. W., 1885: Om rullstensbildningarne och sättet, hvarpa de blifvit danade. Läroverksprogram, Hälsingborg.
- Svensson, H., 1964: Fossil tundramark på Laholmsslätten. S.G.U. Ser. C N:o 598.
- 1966: Fuktighetsegenskaper i fossila iskilspolygoner. S.G.A. 42.
- Swinzow, G. K., 1962: Investigation of shear zones in the ice sheet margin, Thule area, Greenland. Journ. of Glac. Vol. 7.
- Tanner, V., 1914–1915: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i Finska Lappland och angränsande trakter. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande. N:os 38.
- 1938: Die Oberflächengestaltung Finnlands. Helsingfors.
- Taylor, L. D., 1963: Structure and fabric on the Burroughs glacier, southeast Alaska. Journ. of Glac. Vol. 4.
- Thaning, O., 1940: Höjdbebyggelsen på det småländska höglandet. Ymer.
- Theakstone, W. H., 1966: Deformed Ice at the bottom of Österdalisen. Norway. Journ. of Glac. Vol. 6.

- 1967: Basal sliding and movement near the margin of the glacier Österdalisen, Norway. *Journ. of Glac.* Vol. 6.
- Troedsson, G., 1932: Några tektoniska och stratigrafiska problem i Skane. *G.F.F.* Bd. 54.
- 1954: Västra Göinge härads geologi. Västra Göinge Hembygdsförenings Skriftserie II, Hässleholm.
- Trybom, F., 1895: Sjöarna Noen och Hvalen i Jönköpings län. *Medd. från Kongl. Landtbruksstyrelsen*, N:o 8 (N:o 26).
- 1899: Sjön Nömmen i Jönköpings län. *Medd. från Kongl. Landtbruksstyrelsen*, N:o 2 (N:o 50).
- 1901: Bexhedasjön, Norrasjön och Näsbyjön i Jönköpings län. *Medd. från Kongl. Landtbruksstyrelsen*. N:o 67.
- Vernon, P., 1966: Drumlins and pleistocene ice flow over the Ards Peninsula/Stragnford Lough area. County Down, Ireland. *Journ. of Glac.* 6.
- Virkkala, K., 1960: On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*. Nr. 188. Helsingfors.
- Ward, W. H., 1952: The Physics of deglaciation in central Baffin Island. Part II. *Journ. of Glac.* Vol. 2.
- Wastensson, L., 1969: Blockstudier i flygbilder. *S.G.U. Ser. C* Nr. 638.
- Weertman, J., 1957: On the sliding of glaciers. *Journ. of Glac.* Vol. 3.
- 1961: Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice and ice sheets. *Journ. of Glac.* Vol. 3.
- 1964: The theory of glacier sliding. *Journ. of Glac.* Vol. 5.
- 1966: Effect of a basal water layer on the dimensions of ice-sheets. *Journ. of Glac.* Vol. 6.
- Weimarck, H., 1942: Lokala kalkförekomster och näringsfordrande arters utbredning i trakten av Vittsjö och Bjärnum. *S.G.A.* 18.
- 1955: Natur och växtvärld i Vittsjö. Västra Göinge Hembygdsförenings Skriftserie III. Hässleholm.
- Westergård, A. H., Johansson, H. E., & Willén, N., 1926: Beskrivning till kartbladet Karlsborg. *S.G.U. Ser. Aa* Nr. 162.
- Wright, Jr. H. E., 1957: Stone orientation in Wadena drumlin field. Minnesota. *Geografiska Annaler*.

THE MAPS AND THE AREIAL PHOTOGRAPHS

- Fig. 1. The Lake Nömmen between Nässjö and Vetlanda from the map by TRYBOM (1899).
- Fig. 5. The drumlin landscape around Lake Lursjön from the topographical and geological maps (an enlargement).
- Fig. 7. The drumlin landscape around the Emå valley from the topographical map and aerial photographs.
- Fig. 12. The Havraljunga–Vesljunga district. A sketch from the aerial photo.
- Fig. 15. The Karsemåla–Steglehylte district. A sketch from the topographical maps and the aerial photographs.
- Fig. 18. The Misterhult–Ekhult–Exhult area from the topographical maps and the aerial photographs.
- Fig. 21. a. Aerial photograph of the drumlin fields between Osby and Visseltofta.
b. Aerial photograph of the area between Havraljunga and Vesljunga.
- Fig. 22. The moraine morphology of the South Swedish Highlands (southern part). A survey from the aerial photographs and the topographical maps.
- Fig. 23. The moraine morphology of the South Swedish Highlands. A survey from the aerial photographs and the topographical maps.

‘Kartorna godkända ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk’. 1972.01.13.

ACKNOWLEDGEMENTS

First of all thanks to my teacher, the Head of the Department of Geography at the University of Lund, Professor Karl Erik Bergsten, who has followed the investigation all the time and has maintained a keen interest in it. Among other persons I have to mention Doc. Harald Svensson, Doc. Ake Mattsson, Doc. Ingemar Larsson, Dr. Karl Erik Johansson, Dr. Rune Frisén, Dr. Sture Rydström and Assistant Master Curt Björklund for their help during the investigation, but there are many others who have taken part in this investigation in various ways to which I wish to extend my sincere thanks. My wife and family have followed the research all the time and have encouraged me in different ways.

Financial assistance with the investigation has been received from the Faculty of Science of the University of Lund, 'Grants for the furtherance of undergraduate scientific work and field work grants.'

The English manuscript has been read and corrected by Mrs Diana Andersson and Mr Gert Sollenhammar.

Professor Bergsten has read it and criticized it too.

The drawings were made by Elesiv Herbertson, Sarolta Sövény and Laila Eklund.

Älmhult i mars 1972

TORSTEN PERSSON

Fil. lic. Studierektor

MORÄNMORFOLOGI INOM DELAR AV SYD-SVENSKA HÖGLANDETS SÖDRA RANDZON

Den sydsmåländska urbergsplatån liksom dess sluttningar mot S och SV kan ur geomorfologisk synpunkt förefalla föga intressant. Urbergssytan är kraftigt peneplanerad; det är endast enstaka gnejsribbor, dioritkullar, hyperit- eller diabasgångar som undgått utjämning. De svaga sprickdalarna företrädesvis i riktning NNO—SSV förmår inte höja reliefen avsevärt.

Emellertid är inom den monotona ramen en rad kvartära lösmaterialformer representerade. Moränen antar ytformer i sträckning parallellt med isrörelsen; drumliner och drumlinoider, och vinkelrätt däremot transversella moränryggar. Dessutom förekommer en rad backigakulliga eller oregelbundna ackumulationer. Det fältundersökta områdets omfattning och några av de karterade formelementen framgår av fig. 1.

Den senaste isrörelsen. De tillförlitligaste uppgifterna om isens senaste rörelse erhålles genom studier av isrefflor och hållskulpturen. Svårigheter föreligger emellertid inom den kraftigt moräntäckta terrängen. De flesta observationerna har därför hämtats från färska, ovittrade blottningar.

I V och SV går refflorna in från NO, medan det mot O och NO sker en förskjutning till mer nordlig riktning (fig. 1, jfr. HUMMEL 1877, LINDSTRÖM 1877, 1898, BLOMBERG 1892, 1895). Här och var har även korsande reffelsystem registrerats från trakten SV Hästveda till Saganäs NO Älmhult. I samtliga fall gäller att det NO- eller NNO-liga systemet dominerar men överkorsas av yngre, grövre refflor från mer östlig riktning, vilka dock endast må tillskrivas en kortvarig avlänkning under avsmältningens slutskede utan nämnvärd inverkan på hållskulpturen. (LINDSTRÖM 1877).

Drumliner och drumlinoider. I isrefflornas riktning orienterade

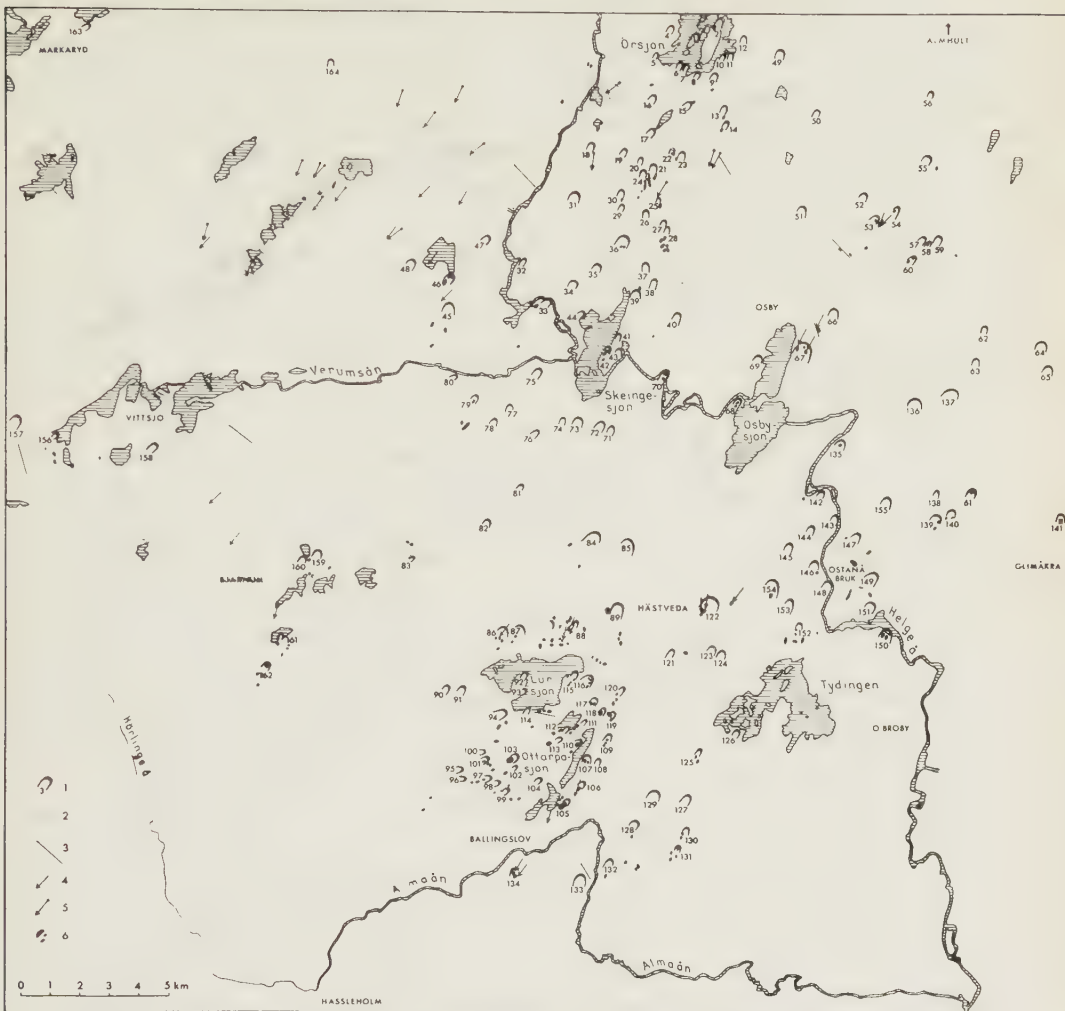


Fig. 1. Undersökningsområde — *Investigated area*. — 1. Drumlin eller drumlinoid morän (siffror hänvisar till texten), 2. Transversell morän, 3. Gnejsrygg, 4. Isreffla, 5. Blockorientering i morän, 6. Berg i dagen.

1. Drumlin or drumliniform moraine-ridge, 2. Transverse moraine-ridge, 3. Gneiss ridge (moraine-covered), 4. Glacial striae, 5. Orientation of pebbles, 6. Rock out-crop.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22 november 1966.

moränryggar uppbyggda av bottenmorän brukar betecknas drumlins (-er). (CHAMBERLIN 1894, HÖGBOM 1905, TANNER 1915, 1938, EBERS 1926, 1937, HOPPE 1951, BJÖRNSSON 1953). Av litteraturen framgår, att drumliner kan vara ett mångskiftande begrepp. Emellertid synes det

som om drumlin kommer till användning för bottenmoränformer av ellipsoid karaktär med en längdaxel minst tre gånger längre än bredden (HOPPE 1951 s. 157). Av genetiska eller andra skäl finns det emellertid en rad andra bottenmoränformer, vilka stå drumlinerna mycket nära och vanligen brukar betecknas drumlinoida. Av de karterade ytformerna (fig. 1, 1—164) uppfyller endast 32 % de egentliga drumlinernas morfologiska krav.

Beträffande höjd och utsträckning kan de variera inom mycket vida gränser — från en höjd av några m upp till 40—45 och från en längd av några hundra m upp till flera km. Gemensamt för många av de undersökta formerna är att de är uppbyggda omkring en fast bergkärna, lokaliserad i skärningar eller vid brunnsgrävningar. Bottenmoränen är moig och/eller sandig utom i ytskiktet, där den tämligen hastigt övergår till grövre ytmorän med blockinslag. Drumlinformerna är inom stora områden (fig. 1) landskapsbildande, vilket även brukar ligga i definitionen, och moränmaterialet är alltid inom något avsnitt hårt packat (HÖGBOM 1905).

Inom ett terrängavsnitt SV Hästveda når de sin mest fulländade utveckling (fig. 1, 84—120). De relativa nivåskillnaderna blir inte sällan mer än 40 m och ryggarna är vackert ellipsformade. Den fasta bergkärnan stryker oftast parallellt med isrefflorna, till följd av att de tektoniska och strukturella linjerna ihålligt löper parallellt med den senaste isrörelsen, vilket säkert bidragit till att utforma i isrörelsen långsträckta »plintar» omkring vilka lösmaterial ackumulerat (EBERS 1926, TANNER 1938, BJÖRNSSON 1953, LUNDQVIST 1958). Det fasta hindret kan intaga stor del av den morfologiska enheten, och är, när det uppträder i höjdläge, glacialt slipat. Av primär betydelse för bergytans uppdelning är inom detta område även berggrundens sammansättning. Parallellt med gnejserna löper nämligen smalare ribbor av amfibolit och hornbländegnejs (LINDSTRÖM 1877, TROEDSSON 1954 s. 77, 78), varvid kontaktzonerna blivit vägledande för den glaciala erosionen (TANNER 1938 s. 140, BEHRENS 1953 s. 82). Inslag av massformig resistent diorit har dessutom bidragit till att öka reliefen (TROEDSSON 1954 s. 72).

Bland systematiskt urskiljbara formvariationer (PERSSON 1966) kan några rubriceras som drumliner — närmast jämförbara med »elongated ridges» eller »elliptical hills» (CHAMBERLIN 1894, s. 522). De kan sedan bli föremål för vidare systematisering på grundval av kulminationspunktens och den fasta bergkärnans läge. Till drumlinoidernas brokiga skara vill förf. föra typer med typisk läsidesackumulation; »crag and

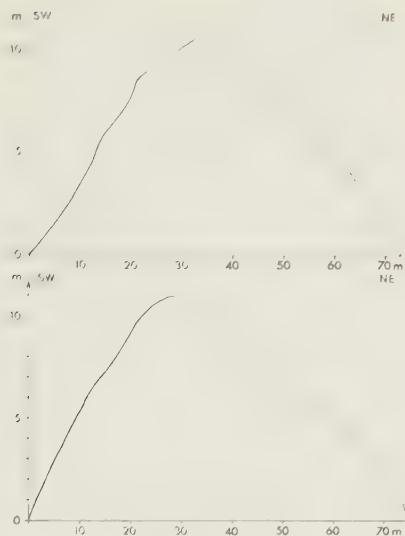


Fig. 2. Tvärprofiler över transversella moräner.

Transverse moraine-ridges, cross-sections.

tail», eller stötsidesackumulationer; »pre-erag» (l.c. s. 523). Breda jättedrumliner (fig. 1: 84, 85, 122) är inte sällsynta liksom ensidiga ackumulationer intill dalsidorna, förutom en rad embryonala, kraftigt berggrundsinfluerade former. Regionalt inom drumlinsvärmarna synes läsidesackumulationer vara företrädande distalt, medan sådana med stötsidesackumulation uppträder mer proximalt (BJÖRNSSON 1953).

Transversella moränryggar. I de flacka dalsänkorna förekommer långsträckta moränvallar i sträckning transversellt gentemot refflorna. Eftersom de inom några partier är väl markerade omtalas de redan i beskrivningen till de geologiska kartbladen (BLOMBERG 1895, LINDSTRÖM 1898). I litteraturen i övrigt behandlas de av TROEDSSON (1954), vilken betraktar dem som ändmoräner bildade såsom en typ av kalvningsmoräner i nära anslutning till iskanten.

Ryggarna är särskilt pregnanta, när de uppträder i sank moss-partier i och omkring sjöar, t.ex. NO Vittsjö omkring Hyngarp—Boalt—Vesljunga till Visseltofta och vid Änglarp i Röke sn., SV Vittsjö (fig. 1). I åtskilliga fall rör det sig dock om subtilare moränformer med övervägande transversell utsträckning men i övrigt mångskiftande. De utpräglade ryggarna är i längdprofil oregelbundet vågiga, medan tvärprofilen kan vara symmetrisk eller asymmetrisk åt någondera hållet (fig. 2). Bredden varierar med tydlig segmentering, men med ett medelvärde mellan 50 och 100 m. Höjden över omgivningen är i regel

anspråkslös, 5—10 m, men kan inom kortare avsnitt uppnå både 20 och 30 m.

Avstånden mellan ryggarna varierar; från trakten NO Vittsjö i kontinuerlig sträckning c:a 20 km (fig. 1) uppgår medelavståndet till 100 m inom SV partiet men drygas ut till över 250 m i NO. I vad mån avstånden mellan moränryggarna kan sättas i samband med isrecessionshastigheten kan diskuteras (HOPPE 1948, s. 14, 1957, JOHNSON 1956, s. 337, MÖLLER 1962). Enligt lervarvsstudier var avsmältnings-hastigheten 89 m/år i Kristianstadstrakten och 100 m/år i trakten av Knislinge (ANTEVS 1915) och inom Varend visar RYDSTRÖM (1964) än snabbare avsmältning. Med tanke på moränryggarnas ytterst varierande avståndsintervall måste dock jämförelser med lervarvskronologin bli ytterst vanskliga.

De transversella moränryggarna är uppbyggda av moig och/eller sandig bottenmorän med ett något grövre yllager, vilket endast i ringa omfattning är stor- eller rikblockigt. Av stor betydelse är däremot inslag av sorterat material antingen i form av begränsade linser eller betydande skiktpackar mellanlagrande moränbäddar. (PERSSON 1962, 1966).

Backiga—kulliga moräner. I nära anslutning till föregående former uppträder oregelbunden moränterräng eller sådan där vissa regelbundna drag kan identifieras.

Backig—kullig moränmorfologi kan dominera landskapet såsom fallet är O Bjärnum, distalt om de transversella ryggarna (fig. 1) i en flack O—V-lig sänka. Moränmaterialet är likartat jämfört med föregående och kullarna är ofta rundade till koniska. De når 5—10 m över omgivningen och tecknas på den topografiska nivåkurvekartan med en cirkelrund eller oval ring. På peneplanets flacka urbergsytor förekommer även motsvarande formkonstellationer, där transversella drag framträder, men där backiga—kulliga eller mer oregelbundna moränformer är integrerade till en svårgripbar moränmosaik.

Strukturanalyser. En del av strukturanalyserna utgör ett antal bestämningar av stenorienteringen i moränavlagringarna (fig. 1). Metodiskt utgår förf. från JOHNSONS fältmetodik (1956, s. 356), men jämförelser har dessutom gjorts med RICHTER 1932, 1933, HOLMES 1941, LUNDQVIST 1948, HOPPE 1952, BERGDAHL 1953 och JOHANSSON 1960, 1963, 1965.

Mätningarna omfattar 50—100 långsträckta stenar med max. längd 15 cm; längd/bredd min. 1,5 : 1,0; partiklarnas längdaxlar har bestämts till såväl strykning som stupning. De så erhållna orienteringarna åter-

ges i diagramform, Schmidts' nät, där axlarnas tredimensionella orientering isaritmeras. Samtliga analyser härrör från djupa skärningar eller grävda gropar i moig—sandig, orörd bottenmorän.

I drumlinerna och de drumlinoida ryggarnas proximala delar är riktningssmaxima distinkta med orientering parallellt med isrefflorna, medan partiklarna stupar i proximal riktning. Sekundära maxima är även vanliga, ofta transversellt i förhållande till huvudorienteringen. Analyserna i de transversella moränryggarna är mer svårtolkade. Stenorienteringen är dock parallell med isrefflorna inom strängt transversella avsnitt, medan riktningssmaxima blir mer svävande i ryggar med avvikande riktningar. Möjligt är att partiklarna påverkats av andra krafter, oftast verksamma i samma riktning som isrörelsen, men även i andra riktningar, i ett uppsprickande isbräm. Stupningen är genomgående svag utåt från den morfologiska formen, vilket med tanke på de valda analyslägena får anses primärt (RUDBERG 1958).

Regional kartering. Med utgångspunkt från det fältundersökta området har dessutom en omfattande regional inventering över ett större område av Sydsvenska högländets södra randzon företagits på grundval av flygbilder och med stickprovsmässiga fältkontroller. Den morfologiska undersökningen har därvid följts upp över den flacka urbergsytan: i NV till trakten av Bolmen med anknytning till JOHNSON (1956) och i N till trakten av Möckeln; i NO till Åsnen med anknytning till RYDSTRÖM (1964) och i S till trakten av Hässleholm (BJÖRKLUND 1965). (Fig. 1).

De högre urbergsblocken mellan de svaga dalsänkorna är till stora delar drumliniserade. Över Glimåkra—Knislinge och Arkelstorp övergår drumlinterrängen direkt i Villands brutna terräng i SO. I södra Småland kan åtminstone tre drumlinavsnitt identifieras nämligen dels omkring Möckeln (N delen), dels vid Römningen och Hängasjön med anknytning till Bolmenområdet, dels omkring Femlingen och Åsnen (RYDSTRÖM 1964).

Liksom inom fältundersökningsområdet synes drumlinoida former överväga. Medan drumlinformernas detaljutformning är glaciologiskt betingad är dock deras regionala fördelning även sannolikt avhängig oregelbundenheter i peneplanen.

I dalsänkorna återfinnes ett transversellt mönster, indikerande moränryggar i rät vinkel i förhållande till kända reffelriktningar. Endast i några fall kan backiga—kulliga moränlandskap avgränsas (på extremt plana urbergsytor, t.ex. NO Markaryd) från mer oregelbunden, ännu i detalj oklassificerad moränterräng.

Genetisk diskussion. Förf. har i gränzonerna till drumlinformerna funnit belägg för att de är äldre än övriga moräner. De senare kan gå under beteckningen moränbacklandskap eller »hummocky moraine terrain», inom vilket åtminstone transversella ryggar och backiga—kulliga moränformer kan avgränsas.

Drumlinformernas uppbyggnad och morfologi ger vidare vid handen, att de utformats subglacialt under inflytande av en aktiv ismassa, medan alla tecken tyder på att moränbacklandskapen leder sitt ursprung från ett marginalt dödisbälte (AHLMANN 1938).

Vid ackumulationen har frakturer, vilka saknat förmåga att läkas i ett på land sönderfallande isbräm (MANNERFELT 1945, s. 15) varit vägledande, antingen transversellt eller mer regellöst anordnade (HOPPE 1952 a, s. 66, BERGDAHL 1953, s. 36, JOHNSSON 1956, TAYLOR 1963). Enligt bl.a. BERGDAHL och JOHNSSON är det tänkbart att anhopningen av glaciänt material sker i kontaktzonen mellan död och aktiv ismassa. Spridda smältvattenströmmar söker sig fram här och var och ger upphov till en viss sortering av materialet under avsättningen. Den egentliga åsbildningen sker mer distalt. Först när dödismassorna lämnar området får moränerna sin egentliga detaljutformning modifierad av ras, skred, solifluktion o.d.

Erosions- eller ackumulationsformer, vilka kan sättas i samband med förekomsten av något större issjövatten, är sparsamma och förekommer endast inom områdets lägre SO delar, 40—65 m.ö.h. (fig. 1). I morän kan endast en erosionsränna 1 km SO Osbysjön anses mer anmärkningsvärd. Den är utskuren i moränöverytan och fullt iakttagbar i omkring 800 m sträckning i riktning NV—SO, NNW—SSO för att mynna i nära anslutning till och någon m över Helge å (fig. 3), tämligen exakt 65 m.ö.h. — 10 m under den punkt den börjar uppträda på i NV. Erosionsspåret är c:a 30—50 m brett, på botten kraftigt blockbemängt med kraftiga kanter särskilt mot SV. I sin övre sträckning löper rännan strikt transversellt i förhållande till traktens refflor (fig. 1, 3), varför den kan förmodas ha lateral anläggning. Likartade, men mycket kortvariga torrdalar förekommer utmed Helge å även S därom.

I rullstensgruset är omlagringar något vanligare, och åtminstone 4 å 5 lokaler kan redovisas, samtliga på lägre nivåer. Normalt är rullstensgruset i trakten i ytläge tämligen osorterat och oskiktat. I några fall uppträder emellertid en bättre sortering, vilken sannolikt föränledes av svallning och förhållandet blir mer uppenbart, när gränsen mellan de båda materialkvaliteterna kan iakttas i en och samma skärning. Det svallade materialet är enligt de mekaniska analyserna bättre sorterat

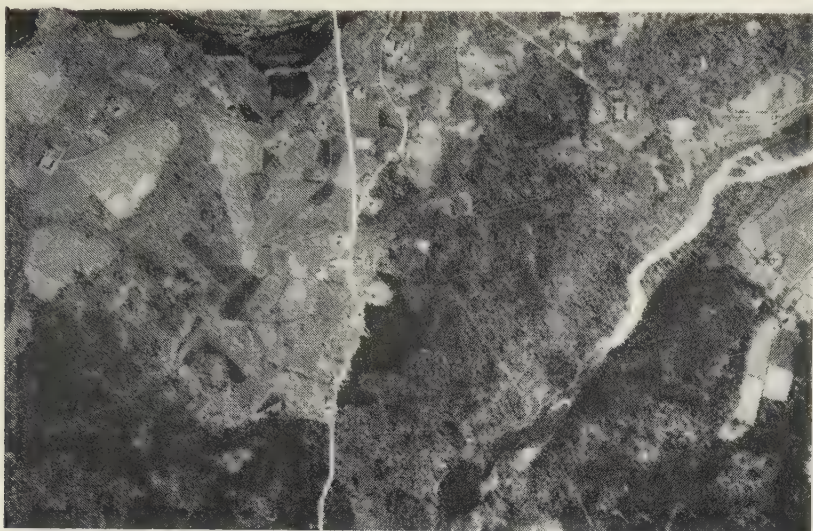


Fig. 3. Erosionsränna i morän, E kraftledningen, i riktning NNW—SSE. Rännan mynnar vid Helge å, 65 m.ö.h. Skala ca 1 : 20 000.

Erosion channel in moraine, E the power-line, in NNW—SSE direction. The channel ends at Helge river, 65 m. above sea-level.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22 november 1966.

samt saknar finfraktionerna. I regel är det berättigat att tala om sandigt svallgrus.

Enligt litteraturen råder det mycket delade meningar om issjöarnas och särskilt Baltiska issjöns utbredning i trakten. DE GEER vill förlägga HK 50—55 m.ö.h. inom kartbladet Bäckaskog med landhöjningsgradienten 6 m inom kartbl. (1889, s. 83, jfr även HELLBERG 1962). N om bl. Bäckaskog inom kartbladet Glimåkra anges motsvarande nivå till mellan 59 och 68 m (BLOMBERG 1892). Endast ett obetydligt stycke V och NV därom redovisar MUNTHE och NILSSON omkring dubbelt så höga värden; t.ex. 114 m SV Hästveda (MUNTHE), 110 m vid Vanåsfors, 120—130 m intill gränsen mellan Skåne och Småland (MUNTHE 1940, NILSSON 1942, 1953, 1958, 1960, NILSSON och LUNDQVIST 1957, LUNDQVIST 1961).

Enligt förf:s observationer bör de beskrivna erosionsspåren i morän tillmätas största betydelse. De anses uppträda endast över, event. något under HK (TANNER 1915, MANNERFELT 1945, HOPPE 1952 b, FRIBERG 1957). Lokaler, där rullstensgruset här anses svallat, ansluter mycket nära till områden, vilka DE GEER inom kartbl. Bäckaskog karterar som

svallgrus (1889). Anknytningar kan även göras till Ryssbergets strandlinjer (DE GEER 1889, HELLBERG 1962) och en lokal med utvecklade, om än obetydliga strandvallar redovisar DE GEER S Hanaskog, Ö Ledstorp, 50,5 m.ö.h., vilken är belägen 22 km S om ovan angiven erosionsränna. På nuvarande stadium är det dock ej möjligt att göra några direkta konnekteringar, i synnerhet då traktens issjösediment inte studerats. Det är endast möjligt att referera till DE GEERS uppgifter om varvig lera i Helgeåns dalgång. Nordligast förekommer den SSO Broby vid Blodberget, 1,5 m mäktig, 48,4 m ö.h. (1889, s. 80).

Slutsatsen blir att HK ej når över 65—70 m.ö.h., och däröver har inom det undersökta området blott obetydliga, kortvariga issjötytor existerat, vilka knappast lämnat några spår efter sig synliga i våra dagar. Isavsmältningen kom att präglas av dödisavsnörning i supra-akvatisk miljö eller under inflytande av mycket grunda, tillfälliga smältvattensamlingar, vilket helt står i överensstämmelse med de kvartära formernas morfologi.

LITTERATUR

- Ahlmann, H. W:son, Über das Entstehen von Toteis. G.F.F. Bd. 60. 1938.
 Antevs, E., Landisens recession i nordöstra Skåne. G.F.F. Bd. 37. 1915.
 Behrens, S., Morfometrisk, morfogenetiska och tektoniska studier av de nordvästskånska urbergsåsarna, särskilt Kullaberg. Lund 1953.
 Bergdahl, A., Israndsbildningar i östra Syd- och Mellansverige. Med särskild hänsyn till åsarna. Lund 1953.
 Björklund, C., Isälvsavlagringar och issjöar i Hässleholmstrakten. (Manusk. Geogr. inst., Lund) 1965.
 Björnsson, S., Drumlinbildningar i Sommen-Åsundenområdet. S.G.Å. 1953.
 Blomberg, A., Beskrifning till kartbladet Glimåkra. S.G.U. Ser. Aa. N:o 108. 1892.
 — Beskrifning till kartbladet Vittsjö. S.G.U. Ser. Aa. N:o 113. 1895.
 Chamberlin, T. C., Proposed genetic classification of pleistocene glacial formations. The Journ. of Geol. Vol. 2. 1894.
 De Geer, G., Beskrifning till kartbladet »Bäckaskog». S.G.U. Ser. Aa. N:o 103. 1889.
 Ebers, E., Die bisherige Ergebnisse der Drumlinforschung. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Beil. Bd. 53. Abt. B. 1926.
 — Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Beil. Bd. 78. Abt. B. 1937.
 Friberg, N., Skvalrännorna vid Rumskulla-Hult. Ymer 1957.
 Hellberg, K., Inlandsisens recession och den senglaciala strandförskjutningen i Ryssbergstrakten. 1962. (Manusk., Geogr. inst., Lund).
 Holmes, C. D., Till Fabric. Bull. of The Geol. Soc. of Am. Vol. 52. 1941.
 Hoppe, G., Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. Geographica 20. 1948.

- Drumlins i nordöstra Norrbotten. G.A. 1951.
- Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. G.A. 1952 a.
- Några glacifluviala erosionsrännor på Sydsvenska högländet. G.F.F. Bd. 74. 1952 b.
- Problems of glacial morphology and the ice age. G.A. 1957.
- Hummel, D., Beskrifning till kartbladet »Huseby». S.G.U. Ser. Ab. N:o 1. 1877 a.
- Beskrifning till kartbladet »Ljunby». S.G.U. Ser. Ab. N:o 2. 1877 b.
- Högbom, P. A., Studien in nordschwedischen Drumlinslandschaften. Bull. of the Geol. Inst. of The Univ. of Upsala. N:o 12. 1905.
- Johnsson, C. E., Rikttningsanalyser i glacifluviala och fluviala avlagringar S.G.Å. 1960.
- Orientation of pebbles in runnig water. A laboratory study. Lund studies in Geogr. Ser. A. N:o 24. 1963.
- Structural studies of sedimentary deposits. Orientation analyses, literature digest and field investigations. Lund Studies in Geogr. Ser. A, N:o 32. 1965.
- Johnsson, G., Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Lund 1956.
- Lindström, A., Beskrifning till kartbladet »Hessleholm» S.G.U. Ser. Aa. N:o 61 1877.
- Beskrifning till kartbladet Örkellunga. S.G.U. Ser. Aa. N:o 114. 1898.
- Lundqvist, G., Blockens orientering i olika jordarter, S.G.U. Ser. C. N:o 497. 1948.
- Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. S.G.U. Ser. Ba. N:o 18. 1961.
- Lundqvist, J., Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. S.G.U. Ser. Ca. N:o 38. 1958.
- Mannerfelt, C. M:son., Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältning i svensk och norsk fjällterräng. G.A. 1945.
- Munthe, H., Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenalderbebyggelse. Kungl. Sv. Vetenskapsak. Handl. 19:1. 1940.
- Möller, H., Annuella och interannuella ändmoräner. G.F.F. Bd. 84. 1962.
- Nilsson, E., Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. G.F.F. Bd. 64. 1942.
- Om södra Sveriges senkvartära historia. G.F.F. Bd. 75. 1953.
- Issjöstudier i södra Sverige. G.F.F. Bd. 80. 1958.
- Södra Sverige i senglacial tid. G.F.F. Bd. 82. 1960.
- och Lundqvist, G., Högsta kustlinjen för hav och issjöar under senkvartär tid. Atlas över Sverige. 23—24.
- Persson, T., En glacialmorfologisk studie i norra Skåne. 1962. (Manusk., geogr. inst., Lund).
- Studier över landskapets morfologiska utformning och utveckling inom delar av Sydsvenska högländets södra randzon. Med särskild hänsyn till glaciala formelement. 1966. (Manusk., geogr. inst., Lund).
- Richter, K., Die Bewegung des Inlandseises rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschrift f. Geschiebeforschung VIII. Leipzig. 1932.
- Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Abh. aus dem Geol.-Pal. Inst. der Univ. Greifswald. 1933.

- Rudberg, S., Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. G.F.F. Bd. 80. 1958.
- Rydström, S., Kvartärgeologiska studier inom Värmd, södra Kronobergs län. Manusk., Lunds Univ. Kvartärgeol. Inst. 1964.
- Tanner, V., Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande. Nos 38. 1915.
- Die Oberflächengestaltung Finnlands. Helsingfors 1938.
- Taylor, L. D., Structure and fabric on the Burroughs glacier, southeast Alaska. Journ. of Glac. Vol. 4. 1963.
- Troedsson, G., Västra Göinge Härads geologi. Västra Göinge Hembygds-förenings skriftserie II. Hässleholm. 1954.

Förkortningar:

- G.A. = Geografiska Annaler, Stockholm.
- G.F.F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
- S.G.U. = Sveriges Geologiska Undersökning. Stockholm.
- S.G.Å. = Svensk Geografisk Årsbok. Lund.

SUMMARY

Moraine morphology in parts of the southern border of the South-Swedish Highlands

BY TORSTEN PERSSON

This paper deals with the glacial morphology — especially the moraine forms — in parts of "Sydsvenska höglandets" southern border, South Sweden, fig. 1. The landscape is extremely flat and monotonous in the area. A lot of Quaternary deposits give, however, the landscape some variation. In some regions drumlins and drumlin-like forms dominate, which are made up of sandy basal till, as a rule around some nucleus of rock. While drumlins and to them related forms take up higher parts of the area, other irregular moraine-terrains are to be found in the small valleys or in other depressions. There are, however, some regular lines to be found as transverse ridges, fig. 2, or more regular, rounded hills. Irregular hills of basal till without any preferred orientation are however most common.

According to some authors the researched area would lie under the highest shoreline (MUNTHER 1940, NILSSON 1942, 1953, 1958, 1960), while others are of the opposite opinion (DE GEER 1889, ANTEVS 1915, HELLBERG 1962, BJÖRKLUND 1965). In that connection the observations of erosion-channels, fig. 3, are among others of special interest.

Reprint from: 'Svensk Geografisk Årsbok 42—1966.

GLACIFLUVIAL MORFOLOGI INOM DELAR AV SYDSVENSKA HÖGLANDETS SÖDRA RANDZON

Förf. har tidigare behandlat moränmorfologien inom Sydsvenska högländets södra randzon (PERSSON 1966 b). Inom samma område har också de glacifluviala avlagringarnas morfologi studerats. Särskilt betydelsefulla synes därvid dessa avlagringars vittnesbörd om avsmältningens miljö och dess förlopp vara.

Isälvarna sökte sig solfjäderformigt ut från höglandet mot väster- och österhavet. Särskilt iögonfallande är åssträckningarnas avlänkning mot W och SW; väl iakttagbar även på översiktskartor (LUNDQVIST och SAHLSTRÖM 1950, LUNDQVIST 1952), inom den sydvästra regionen, där bl.a. Ljungbyåsen och de av förf. behandlade Björstorps-, Verums- och Skeingeåsen uppvisar påtagliga omläggningar t.o.m. i riktning W—E (HUMMEL 1877, BLOMBERG 1895, PERSSON 1966 a).

Ett avsnitt av Björstorps- och Verumsåsen (fig. 1) kan representera de glacifluviala avlagringarna inom en större region. Området är flackt med sjöarna vid Vittsjö omkring 100 m.ö.h., något lägre än omgivningen liksom en dalsänka i riktning från Vittsjö mot E.

De undersökta åssträckningarna kännetecknas av branta, väl markerade ryggar, vilka dock sällan når mer än 5 å 10 m över omgivningarna. I korthet kan åsarna karakteriseras som branta med oregelbundet vågig längsprofil och korta pass. Materialet är ofullständigt sorterat, sandigt—grusigt åtminstone i ytskiktet, där även tydliga rastendenser förekommer, medan den inre kärnan är väl sorterad, sandig. Oftast är det grövre lagret 1.0—2.0 m mäktigt och moränblock liksom till morän gränsande, svagt rundat, stenigt material är ej sällsynt. Där terrängen sänker sig uppträder även kortare bredare, moiga—sandiga, väl sorterade åsavsnitt med plan överyta. Verumsåsen löper in med tre grenar mot Vittsjö i riktning SW—NE för att sedan fylla upp en kraftig dal-

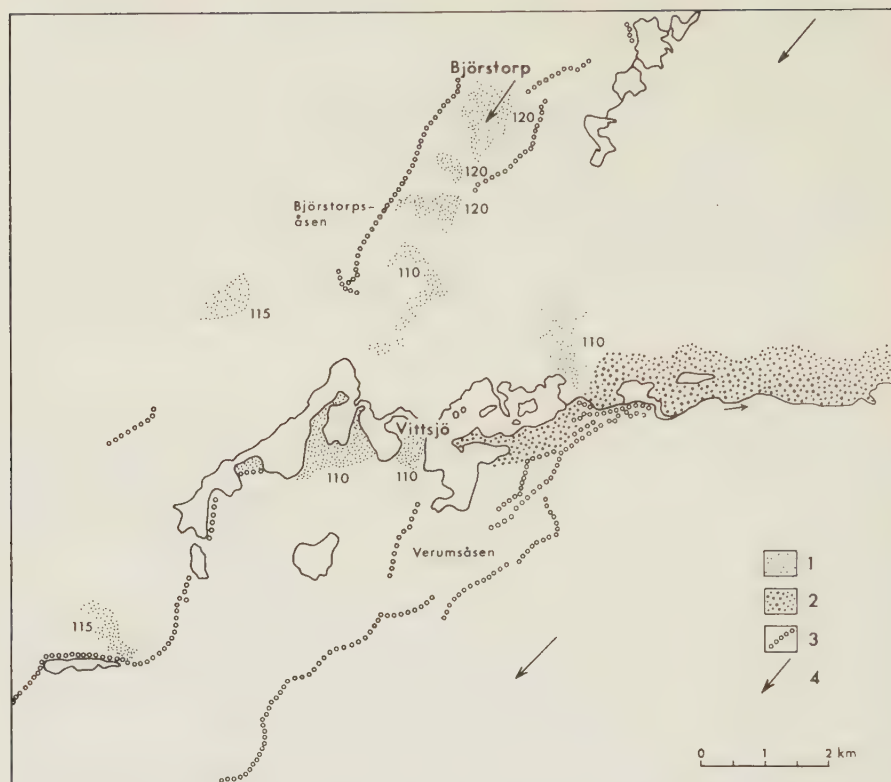


Fig. 1. Översiktsskarta över de glacifluviala avlagringarna i Vittsjötrakten. — 1 Plåtåter och terrasser. 2. Åsnät och parallellåsar. 3. Åsryggar (siffror se texten s. 243). 4. Isrefflor. The glacial deposits in the region of Vittsjö. 1. Plateaus and terraces, 2. Ose nets and parallel oses, 3. Ose ridges. (Height figures see the text p. 243). 4. Glacial striae.

sänka i riktning österut. Morfologiskt är den där utformad som flera parallellåsar — upp till 6 parallella ryggar med maximal höjd upp till 20 m har registrerats — eller i form av mer oregelbundna åsnät med kraftiga gropar och kittlar (fig. 2).

Emellertid föreligger rullstensmaterialet ej endast ackumulerat i form av åsar utan jämväl i ett någon eller ett par km brett grusbälte vid åsryggarnas sidor (jfr BERGDAHL 1953, s. 150). Åsgrusbältet kan morfologiskt bestå av spridda föga framträdande kullar eller mer distinkta terrasser och plåtåter. De sistnämnda begränsas till alla delar av iskontakter — mer eller mindre branta beroende dels på materialtillförseln

Fig. 2. Detaljkarta över åsnätet E Vittsjö (kartan ställd till förf:s förfogande av Vittsjö kommun). *The ose net East of Vittsjö.*



vid ackumulationstillfället, dels den sekundära utjämningen genom ras, skred o.d. — medan terrasserna även har minst en högre liggande moränsida. Plana eller svagt undulerande överytor är kännetecknande för båda formerna, vars övre nivåer anges ungefärligen efter topografiska nivåkurvekarten (fig. 1). Friliggande, välutvecklade platåer t.ex. SW och NNE Vittsjö är orienterade vinkelrätt gentemot isrefflorna, d.v.s. parallellt med de transversella moränryggarna (PERSSON 1966 b, s. 99) och här och var förekommande tvårsar. I riktning NW—SE blir de således ofta mer än 1 km, medan de endast är något eller några hundratal m breda (fig. 1). Inom lägre liggande områden som i trakten av Vittsjö är de 10—15 m mäktiga (fig. 2), medan terrasser inom högre terrängavsnitt endast är grunda (Björstorp, fig. 1). De mäktigare består av något finare i regel moigt—sandigt, väl sorterat, strömskiktat material i botten med hastig övergång till ett grövre, sandigt—grusigt, ofullständigt sorterat ytskikt, 1.0—2.0 m mäktigt. Grundare bildningar består däremot i regel nästan uteslutande av det grövre skiktet, där även stenar och moränblock kan förekomma. I de fall ytmaterialet är

finkornigt har det inom det geologiska kartbladet Vittsjö karterats som mosand (BLOMBERG 1895), men någon tvekan om att även detta är glaci-fluvium i primärt läge torde ej råda.

I detta sammanhang kan även några studerade permafrostfenomen ge värdefulla upplysningar om avsmältningsmiljön. Således förekommer iskilar av konventionell typ inom plåtåerna och terrasserna, dock icke observerade i form av egentliga polygonmönster. De kan emellertid nå mer än 50 cm bredd i ytan för att sedan hastigt, trattlikt smalna av och på 3 å 4 m djup uppträda som någon centimeter breda linjer. Av förf. företagna mekaniska analyser pekar på tydliga materialskillnader, i det att iskilarnas material avviker från omgivande och genomgående är sämre sorterat (jfr SVENSSON 1964). Speciellt anmärkningsvärda är de subsedimentära iskilar, vilka påträffats 1,5 mil NE fig. 1, inom Verumsåsen. I ett grustag NE Visseltofta iakttogs år 1964 en iskil, vars övre del upphörde just under det grövre ytskiktet ungefär 2,0 m under markytan. År 1965, efter ytterligare grustäkt, kunde ytterligare en likartad kil, liksom en, vilken nådde upp till ytan men med likartad utformning, iakttagas.

De glaci-fluviala avlagringarnas morfologi och genes kan diskuteras med utgångspunkt från bl.a. NELSON 1910, s. 25, BERGSTEN 1943, s. 172, 173, BERGDAHL 1953, RYDSTRÖM 1964. De beskrivna åsformernas branta sidor, vilka i många fall närmar sig rasvinkeln, plåtåernas och terrassernas iskontakter, välutvecklade åsnät, kittelfält, åsgropar o.s.v. tyder liksom de tidigare beskrivna moränformerna — drumlinformerna exkluderade (PERSSON 1966 b) — på dödissavsmältning. När isavsmältningen nått in över denna del av Sydsvenska höglandets yttre begränsningslinjer mister istäcket kontakten med Baltiska issjön utom inom lågt liggande delar av Helgeåns dalgång (PERSSON 1966 b). Isen smälter av genom att dödissområden snöres av (AHLMANN 1938, s. 328) successivt, vilka sedan avsmälter genom ytablation. Smältvattnet söker sig efter hand ner mot isens botten, samlar sig i sprickor, tunnlar och kanaler och bildar en grundvattenyta i isen, vilken är högre proximalt än distalt (FLINT 1929, 1930, ANDERSSON 1931, RYDSTRÖM 1964). In under isen står vattnet under hydrostatiskt tryck, varför en begynnande transport kan börja subglacialt åtminstone av finare material. På lugnare ställen sker sedimentationen och kaviteterna öppnas, transporten och ackumulationen blir allt mer omfattande i subaerilt läge. På så sätt byggs de getryggformade åsarna upp såväl subglacialt som subaerilt. I topografiska dalsänkor anhopas smältvattnet och isälvmaterialet kan bygga upp flera parallella ryggar mellan isblocken liksom breda ås-

nät och plåtåer. De smalare åsryggarna, vilka drar fram över den glaciala dräneringens passpunkter har avsatts av starkare strömmande isälvsvatten.

Det finare materialet avsätts emellertid ej i åsryggarna utan utanför dem i form av ett sandigt bälte, åsgrusbältet. I ett uppsprickande istäcke avsätts det finare materialet mer distalt, i lugnare miljö, i form av plåtåer eller terrasser. De glacifluviala formernas överytor motsvarar i stort den högsta vattennivån vid sedimentationen. På en och samma plats når i regel åsryggarna högre än plåtåer och terrasser, vilket tyder på att de bildats vid något olika tidpunkter (ANDERSEN 1931, s. 46, BERGSTEN 1943, RYDSTRÖM 1964, s. 85). Det yngre åsgrusbältet är bredast i sänkområden, där mäktiga terrasser och plåtåer haft tid att utformas. Den slutgiltiga formen erhålles först senare, när dödisblocken helt lämnat området. Åsryggarnas material rasar ner utefter sidorna, vilket även händer utefter de brantare terrassernas och plåtåernas sidor.

De inom regionen påtagliga avlänkningar åsarna uppvisar i riktning W—E inom betydande avsnitt där refflorna går in från NE (fig. 1) får till större delen tillskrivas landskapets topografiska drag med markerade dalstråk i just denna riktning, även om isrörelsens successiva omläggning från NE—SW i väster mot NNE—SSW och N—S i inlandet kan ha bidragit till att åsarna övergår till mer nordsydlig riktning.

Förf:s iakttagelser av frostfenomen lämnar uppgifter om klimatet och deglaciationsmiljön. Tillfälligheter till följd av varierande strömriktningar och mellanliggande korta uppehåll i sedimentationen kan leda till att subsedimentära iskilar av beskrivet slag uppstår. De sistnämnda utgör ett klart belägg för, att det vid avsmältningstiden rädde permafrosttillstånd. Djupare vatten kan ej heller ha täckt dessa delar av Sydsvenska höglandets randzon, vilket styrker teorierna om supraakvatisk avsmältning (PERSSON 1966 b). Något belägg för att de glacifluviala avlagringarna avsatts i ett större issjövatten i form av fria avlastningsytor, varviga leror, svallning e.d. har ej stått att erhålla, vilket således strider mot uppgifter om Baltiska issjöns höga strandlinjer inom området (MUNTHER 1940, NILSSON 1942, 1953, 1958, 1960, TROEDSSON 1954).

LITTERATUR

- Ahlmann, H. W:son, Über das Entstehen von Toteis. G.F.F. Bd. 60 1938.
 Andersen, S. A. Om Aase og Terrasser indenfor Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltningens Forløb. D.G.U. II Række, Nr. 54. København 1931.

- Bergdahl, A., Israndbildningar i östra Syd- och Mellansverige. Med särskild hänsyn till åsarna. Lund 1953.
- Bergsten, K. E., Isälvsfält kring norra Vättern. Fysisk-geografiska studier. Medd. fr. Lunds Universitets Geogr. Inst. Avh. VII., Lund 1943.
- Blomberg, A., Beskrifning till kartbladet Vittsjö. S.G.U. Ser. Aa. N:o 113. 1895.
- Flint, R. F., The stagnation and dissipation of the last ice sheet. The Geographical Review. Vol. XIX. New York 1929.
- The origin of the Irish »eskers». The Geographical Review. Vol. XX. New York 1930.
- Lundqvist, G., och Sahlström, K. E., Jordarterna. Atlas över Sverige 15—16. Stockholm 1950.
- Rullstensåsar och isälvsdeltan. Atlas över Sverige 17—18. Stockholm 1952.
- Munthe, H., Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenalderbebyggelse. Kungl. Sv. Vetenskapsak. Handl. 19: 1. 1940.
- Nilsson, E., Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. G.F.F. Bd. 64. 1942.
- Om södra Sveriges senkvartära historia. G.F.F. Bd. 75. 1953.
- Issjöstudier i södra Sverige. G.F.F. Bd. 80. 1958.
- Södra Sverige i senglacial tid. G.F.F. Bd. 82. 1960.
- Persson, T., Studier över landskapets morfologiska utformning och utveckling inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. Med särskild hänsyn till glaciala formelement. 1966 a. (Manusk., geogr. inst., Lund.)
- Moränmorfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. S.G.Å. 1966 b.
- Rydström, S., Kvartärgeologiska studier inom Varend, södra Kronobergs län. 1964. (Manusk. Lunds Univ. Kvartärgeol. Inst., Lund.)
- Svensson, H., Fossil tundramark på Laholmsslätten. S.G.U. Ser. C. Nr. 598. 1964.
- Troedsson, G., Västra Göinge härads geologi. Västra Göinge Hembygdsförenings skriftserie II. Hässleholm 1954.

FÖRKORTNINGAR

- D.G.U.=Danmarks Geologiske Undersøgelse.
- G.F.F.=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
- S.G.U.=Sveriges Geologiska Undersökning. Stockholm.
- S.G.Å.=Svensk Geografisk Årsbok. Lund.

SUMMARY

Glacifluvial morphology in parts of the southern border of the South-Swedish Highlands

By TORSTEN PERSSON

The author presents in this paper further information about investigations in parts of the southern border of the South-Swedish Highlands (PERSSON 1966), especially about the glacifluvial deposits. In this

area the oses sometimes show a remarkable W—E direction, probably as a result of some marked but small valleys in that direction in combination with the ice flow changing direction from NE—SW to NNE—SSW and even N—S.

The deposits are composed of steep oses, sometimes parallel to each other, surrounded by more finegrained, often sandy terraces, plateaus or irregular hills. Their morphology, the moraine morphology, as well as observed frost phenomena even of subsedimentary character indicate a supraaquatic origin.

Kartorna fig. 1 och 2 godkända för reproduktion och spridning i rikets allmänna kartverk den 7 december 1967.

TORSTEN PERSSON:

SKUROR OCH ANDRA EROSIONSRÄNNOR INOM SMÅLANDS HÖGLAND EN GEOMORFOLOGISK UNDERSÖKNING

INLEDNING

Från västligaste Blekinge i S sträcker sig gränsen mellan gnejs i V och granit i Ö tämligen distinkt mot NNV, V om Åsnen över Jönköping och mot Värmland. I Ö ger inslaget av gamla sediment jämte inneslutna partier av smålandsporfyrrer ett heterogent intryck (HJELMQVIST 1950). Vetlandaserien, med utbredning inom Emåns mellersta dalföre från Sävsjö över Vetlanda nästan till Kalmar läns gräns i Ö, kan anses vara närbesläktad med Västervikskvartsiterna. Generaliserat karakteriseras serien av »sandstensbergarter, uppblandade med konglomerat och leriga bergarter med inslag av kalkstenar» (MAGNUSSON-LUNDQVIST-REGNÉLL 1963, s. 114). Formationen, som också nämns i de geologiska kartbladsbeskrivningarna (HOLST 1885, STOLPE 1892), har markant strykning i V—O eller VNV—OSO mellan någorlunda homogen granitberggrund i N och S. Utsmältningar av massformiga grönstensskållor här och var hör också till bilden. Liksom Bergslagens leptitformationer innehåller komplexet rikligt med sulfidmalmer (SAHLIN 1938).

Den på nämnda sätt tämligen distinkt uppstrukturerade berggrunden genomsätts i det närmaste perpendikulärt av betydande diabasgångar, av vilka de större framgår av de geologiska kartbladen. Mellan Sävsjö och Vetlanda sträcker sig tre mäktiga gångar i riktning SSV—NNO och SV—NO med en bredd av upp till 120 m. De nämnda gångarna byggs till ej oväsentliga delar upp av för Almesåkraformationen betecknande diabaskonglomerat.

De beskrivna strykningslinjerna V—O och VNV—OSO framträder väl i t.ex. sjöarna Saljens och Värnens distinkta klippstränder. Än

mer uthålligt och med tydlig fortsättning ut till mer kustnära regioner är ett NV—SO-ligt klyftlinjesystem, väl markerat i ett flertal höjdlinjer och sjöar såsom Solgen, Mycklaflon, Bellen och Grumlan (TRYBOM 1899, 1901, NORDENSKJÖLD 1942). I strykning NNO och NO återfinnes ett mer devierande men beständigt riktningsmoment parallellt med diabasgångarna. De stora linjerna inom det undersökta området står väl i överensstämmelse med förhållanden inom näraliggande detaljundersökta urbergsgebit (BJÖRNSSON 1937, s. 73, NORDENSKJÖLD 1942, s. 53).

Från den syds måländska sjöplatån i S, i trakten av Växjö, stiger landskapet snabbt från omkring 150 m:s nivån upp till det egentliga högländet mellan 200 och 300 m.ö.h. De beskrivna terrängerna kännetecknas av några restberg över 300 m:s nivån, t.ex. höjderna vid Herrelida (328) i sydligaste delen av Jönköpings län, nära Ramkvilla, liksom höjderna vid Gettinge (314) och Ekekull (310) SO resp. NO Vetlanda. (Sifferor inom parentes anger m.ö.h.). Mellanliggande områden, såsom triangeln Sävsjö-Vetlanda-Eksjö, är påtagligt plana (LUNDQVIST 1953). Liknande är förhållandena i NV uppe på högländets högsta triangel omkring och SV Nässjö, in över Almesåkraformationens distinkta SO kant. N och NO Eksjö kulminerar högländet likaså (BJÖRNSSON 1937) och mot O och SO framträder de beskrivna förklyftningslinjerna allt markantare i det några mil avlägsna, brutna kustlandskapet. Området från Ramkvilla i S, bågformigt över Virserum till Eksjö uppvisar betydande brutenhet med nivåskillnader överstigande 100 m inom 1 km avstånd. Hänsyn måste även tagas till sjöarnas djup, vilket i regel uppgår till 10—25 m (TRYBOM 1899, 1901, SAHLSTRÖM 1942).

Emån drar fram i sänkområdena från Almesåkraformationens höjdtiangel i NV från 300 m:s nivån mot SO genom Storesjön (285) och Uppsjön (218) till Lannaskede, O Sävsjö, sedan mot NO till Tjurken (195) och åter i rät vinkel mot SO ut genom Flögen (185), Norrasjön (182) och därefter omedelbart på nytt mot NO till Holsby (fig.1).

Fig. 1. Översiktskarta över undersökningsområdet. 1) Rullstensåsar, 2) Rullstensgrus (platåer, terrasser och oregelbundna fält), 3) Mosandfält, 4) Leror (glac.), 5) Isräfflor, 6) Skuror, 7) Mindre erosionsrännor. 8) Sifferor anger m. ö.h. efter de topogr. kartbl. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 12.1.1970. Särtryck ur allmän karta från rikets allmänna kartverk. Publiceringstillstånd nr 370, SRA, Fack, 162 12 Vällingby 1.

Survey map of the investigated area. 1) Oses, 2) Glacifluvial deposits (plateaus, terraces and irregular fields), 3) Sandy fields, 4) Clay (glac.), 5) Glacial striae, 6) Canyons, 7) Smaller erosion-channels. 8) Figures marks m. above sea-level after the topographic maps.

Därpå blir fallkurvan ånyo snabbare, innan ån c:a 50 km ONO ut når ut på den breda slätten vid Målilla nära 100 m.ö.h. Från N mottager Emån tillflöden från Nömmen, Solgen, Mycklaflon och Bellen samt i S från Värnen och Salgen.

Emåns pendlande dalföre utgör ett mellanområde inom höglandets eljest tämligen väl upprutade platålandskap (BJÖRNSSON 1937). Endast sporadiskt såsom t.ex. mellan Korsberga och Lemnhult återfinner vi resistent granitplåtåer, 250—300 m.ö.h., avgränsade av tektoniska linjer. De nämnda höjdpunkterna sticker av distinkt och stryker i företrädesvis NV—SO. Diabaser och dioriter utgör ofta den resistent kärnan i dem. Den kraftiga drumlinryggen SSO Myresjö (313) har en kärna av granit liksom den transversella Kettilsåshöjden (291) SO Vetlanda.

ISRECESSIONEN

Med tanke på att terrängen till större delen är täckt av lösa avlagringar, är det vanskligt att betrakta de erhållna glacialerosiva uppgifterna som oantastligt relevanta för området. Bäst bevarade påträffas refflorna icke oväntat i anslutning till sjöytornas i regel frilagda klipp-hällar eller på höjdpunkternas överytor, medan övriga områden blir underrepresenterade.

I O, där terrängen är bruten, är det naturligt, att refflorna går in från divergerande riktningar. Följande må vara exempel: På en flack diorithäll, S Lindåssjön, 1 mil SO Vetlanda, registrerades fin plastisk reffelstruktur från N 30° V, parallellt med hällskulpturen, överkorsad av grova refflor från N 85° V. Omgivande diorithöjder domineras av refflor från N 30 — 35° O. Denna vridning från närmast NNV till VNV är icke sällsynt längs markerade berggrundslinjer (jfr. HOLST 1885, s. 42). Vi möter dock än mer divergerande system, såsom S Bäckseda (S Vetlanda) omkring pkt. 292,2. Berggrunden består av aplitisk granit, i vilken refflorna är väl bevarade och lättillgängliga i vägskärningar utmed vägen Växjö-Vetlanda. I NNV, mot Grumlan, präglas hällarna av nordliga refflor, t.o.m. med infallsvinkel från NNO. Lateralt i den V slutningen svänger de över till N 10° V i plan hållterräng. Distalt om höjden i motsvarande detaljtopografiska läge anta de värden mellan N 35 — 45° V och i V slutningar N 55° V.

Anmärkningsvärda är korsande system inom den flacka triangeln Vetlanda-Sävsjö-Eksjö, mest framträdande inom Nömmens sänkområde, 1 mil SO Nässjö (fig.1). I det närmaste idealiska hällar påträffas i S delen av sjön på Stora och Lilla Kalvö. Hällarna präglas av domi-

nerande glacialerosion från NV, men regelmässigt påträffas även yngre korsande refflor från NNO och NO.

Bilden av isrecessionen inom denna del synes vara entydig. De äldre refflorna, parabelrissen och skärbrotten jämte präglade hållformerna fastlägger en klar rörelse från NV, medan de yngre, övertvårande refflorna från NNO och NO, har en föga plastisk struktur utan egentlig inverkan på formbildningen. Vid Nömmekull i N delen av Nömmen, SO Stensjön, registrerades motsvarande förhållanden i det att refflor och parabelriss i höjdläge indikerar isrörelse från NV, medan i sänkläge vid Nömmen även yngre korsande refflor från NNO förekommer. Detta föranleder frågeställningen, hur omfattande området med korsande refflor är. Söderut påträffas de vid Hultaby, SV Vetlanda, och vid Nävelsjö, V Vetlanda, i båda fallen i svagt bruten terräng. Även in över den egentliga höjdtriangeln mellan Nässjö och Bodafors, väster stambanan, påträffas väl bevarade refflor i den resistent almesåkra-kvartsiten. Vid Hult, V Storesjön, kunde båda systemen registreras på de plana överytorna mer än 300 m.ö.h. (STOLPE 1892, s. 52).

På nuvarande undersökningsnivå kan det vara vanskligt att lämna en oantastlig förklaring till isens deviation. Emellertid ligger det nog närmast till hands att betrakta avvikelserna som betingade av terrängförhållandena i samband med en uttunning av isen, då såväl dödisrester som lokala istungor haft möjlighet att bildas.

GLACIFLUVIALA AVLAGRINGAR

Trakten är allmänt rik på glacifluvium, men det återfinns i huvudsak i form av dalfyllnader, differentierade i getryggade åsar av Strandmarks typ (BERGSTEN 1943, BERGDAHL 1953, RYDSTRÖM 1964, PERSSON 1967, jfr äv. fig. 1), och undulerande fält, utformade som terrasser eller något planare plataer omväxlande med åsnät. Isolerade åsar och andra grusanhopningar av skiftande typ och utsträckning är mycket vanliga.

Järedaåsen är en mäktig glacifluvial anhopning, följbär i Emåns dalföre. Den drar mot NV förbi Målilla i huvudsak utformad som ett flackt mosandfält över den halvmilsbreda dalen. NV Målilla vid Ö. Årena löper en hög åsrygg i riktning mot NV och vid V. Årena utbreder sig Årenafältet (FRIBERG 1957) något över 100 m.ö.h. Vid Kvillsfors lämnar Järedaåsen Emån, följer parallellt med Gnyltån (HOLST 1885, s. 47) men försvinner i den trånga Skurubergs dalgång. Vid den recenta vattendelaren, c:a 250 m.ö.h., proximalt Högakulls drumlin-

rygg (285), uppträder på nytt åsryggar (fig. 1) med fallande krön ner mot Solgen (194,7). I NV och NNV kan man sedan möjligen följa Järedåsen förbi Hunnerstad till Eksjö (HOLST 1885, s. 48).

I S och SO löper Trånshultsåsen från Emådalen nästan rakt mot V från c:a 80 m:s nivån in i den trånga More Kastell. Vid Morebo rullstensfält (140) ansluter den till Virserumsåsen. Den sistnämnda når sin största mäktighet vid Virserum i den s.k. »Käringryggen», varefter den drar mot NV i en diskontinuerlig sträckning över de kuperade höjdområdena O Skirö ner i Emådalen, där den blir mäktig och mångformig, till Alsedafältet, vars överyta liksom materialsammansättning är ytterst varierande. Fältet och genom detta löpande åsryggar når 150 m.ö.h. I proximal riktning delas åsen upp dels i ett par kraftiga ryggar i sträckning till Holsby, dels i en kraftig stigning vid Skede, där »Böla skansar» påträffas (HOLST 1885, s. 50). Troligen utgör dessa naturliga åsgropar i ett smalt åsnät (fig. 7), men antropogen påverkan kan inte uteslutas.

Vetlandaåsen har sin begynnelse i trakten av Åseda. S om den mäktiga skuran Skäftesfallshåla ligger tväråsar och isälvsgruskullar anhopade, varefter åsen först söker sig över mot NO, senare mot NNV uppe på kanten av den djupa ravinen. N därom fortsätter åsen i skurans förlängning.

Lannaskedeåsen utvecklar vid Landsbro ett betydande sandigt rullstensfält, Lannaskedeplatån, 225 m.ö.h. (NELSON 1910, s. 66). Inte mindre än tre proximala åssträckningar grenar ut sig från platån i riktning NNO, NNV och NV. V och SV Nömmen löper de på nytt samman, mest i form av flacka sand- och grusfält. Åssträckningen med början vid Skepperstad, 5 km SO Sävsjö torde också tillhöra Lannaskedeåsens isälvsystem. Stråket börjar mycket abrupt med ett komplext sönderbrutet platåfält vid Skepperstad (230), d.v.s. på samma nivå som Lannaskedeplatån.

I den brutna terrängen är i allmänhet det lösa jordlagret relativt tunt. En klar gradient föreligger med tilltagande moränmäktighet från O mot V. Bland morfologiska former har redan tidigare drumlinformer beskrivits inom höglandets regioner (BJÖRNSSON 1937, 1953, THANING 1940, JOHNSON 1956, RYDSTRÖM 1964, PERSSON 1966). I detta sammanhang kan endast noteras att en rad drumliner och drumlinoida former finns representerade inom undersökningsområdet.

Av förf. observerade enstaka transversella moränryggar kan ännu

icke ge väsentligt bidrag till recessionsbilden. Detsamma gäller även några observerade radiala moränsträngar, bestående av grovblockig ytmorän, S Landsbro, S Forserum och vid Höreda.

SKUROR

Inom området finnes några anomala dalar, utformade som kanjoner eller skuror, i pregnans väl jämförbara med tidigare kända bildningar av detta slag inom högländet (jfr. BJÖRNSSON 1937, 1953 och NORDSTRÖM-WENDEL 1952).¹ Termen skura kommer att användas, eftersom den är den i trakten gängse använda benämningen för ifrågavarande erosionsspår (NORDSTRÖM-WENDEL 1952). Gemensamt för dem är att de är utformade i såväl fast berg som i lösmaterial. Såsom framgår av fig. 1 ligger de alla grupperade omkring Emåns dalsänka löpande ut såväl från höjdområdena i S, vid Korsberga, Lemnhult, Näshult och Fagerhult, som i N vid Skede och Ökna. Undantag utgör det s.k. Skurehålet på gränsen mellan Bellö och Kråkshult socknar med mynning mot Brusaån. Även de av HOPPE (1952, s. 169) karterade erosionsrännorna mellan Åseda och Vetlanda har medtagits. »En vacker svit av smältvattenrännor förekommer kring byn Tånga, en halvmil NV Åseda Det rör sig här om komplexa bildningar, bestående dels av svagt lutande, m.l.m. ensidiga rännor — troligen lateralt bildade — dels något lägre liggande, dubbelsidiga rännor med brantare fall; man får härav intrycket, att anläggningen skett i omedelbar anslutning till en isfront. Rännorna nå ett djup av ett drygt tiotal meter och äro inskurna i morän.» Redan en allmän översikt ger vid handen, att det rör sig om polymorfa erosionsspår, sannolikt av polygent ursprung.

I SO ligger den i många avseenden mäktigaste av dem alla, *More Kastell*. Skuran stryker i O-V och är uppemot 10 km lång. Termen kastell kan knappast leda sitt ursprung från bildningen i sin helhet utan möjligen från ett centralt parti, S Morehult, där den norra branten är högre än den i S. Emån ligger här c:a 80 m.ö.h., medan platåns höjder redan i branten snabbt stiger över 100 upp mot 150 m. Skurans mynning ligger således ett par tiotal m över den recenta bäckens utlopp i Emån. Gradienten är i nedre delen låg och ett par långsträckt kolklika sjöar utbreder sig i skurans botten. Uppströms blir skuran vildare och mer slingrande med omväxlande forsar och fall samt lokala vattensamlingar åtminstone under våren. Berggrunden är hetero-

¹ Här behandlade skuror finns också delvis nämnda i TELL (1963, sid. 23—25).

gent sammansatt. Ett långsträckt parti av massformig hälleflinta med porfyrinslag anstår i S, medan röda och grå gnejser ansluter i N. Skikten stryker i O-V. Övergången är dock knappast så distinkt, som man kan förledas tro av den geologiska karteringen, utan i stället uppträder inslag av och övergångar till hälleflintgnejser inom en m.l.m. bred övergångszon. Den kännetecknas emellertid av kraftiga förklyftningslinjer parallellt eller subparallellt med skuran liksom i det närmaste i rät vinkel däremot. I den norra kanten vid Mörtsjöhorv är den röda, välförskiffrade gnejsen förklyftad i pelarstruktur. Den sönderfaller i tegelstenstora brottstycken under inverkan av frostsprängning och annan vittring. Skuran har här under c:a 1 km motsatta, lodräta bergväggar, liksom i ett par halvkilometerlånga sträckningar vid Nyttorp och Morehult. Bergväggarna löper i svag vinkel ut mot skurans huvudriktning, vilket leder till att bergsprång och förträngningar återkommer med jämna intervall. Detta gäller även dess övre sträckning genom morän och blockmark, där fast klyft anstår mer sporadiskt direkt i branterna. Omfattande taluskäglor ligger anhopade vid foten av bergsprången, vilket vittnar om en betydande frostsprängning i kombination med ras och skred utefter de branta stupen. Recenta frostsprängningar och därmed sammanhängande ras och skred är icke sällsynta. I många fall förefaller summan av erosionen intensivast en bit från skurans botten, vilket skapat äventyrliga överhäng och djupa grottbildningar i sprickzonerna intill talusterrasserna. Undermineringen har säkert initierats genom fluvial erosion på ett tidigt stadium, vilket bergsidorna bär spår av.

Utförda nivelleringar kan inte göra anspråk på helt exakta värden, då de utförts med Elfvingsspegel och i vissa fall med hjälp av lina och lod i många gånger mycket svår terräng. Felmarginalerna får dock anses vara av den storleksordningen, att de kan försummas, om målsättningen är att ge en översiktsbild av formerna.

I östra delen av sjön vid Mörtsjöhorv uppmättes de nästan lodräta väggarna till 15 m (fig. 2 a). Den delvis dämnda sjön är enligt de rekognoseringar, som varit möjliga, grund. Bada sidor och då speciellt den norra gnejsiga har betydande talusanhopningar. Dammens centrala delar blir brantare med uppmätta värden upp till 20 m, vilket tillsammans med vattendjupet och det upptill något vidgade berggrundsgapet ger skuran ett totalt språng på c:a 30 m (fig. 3). Detta är den djupaste delen och längre mot V förtar de väldiga talusbranterna och inslaget av morän alltmer effekten av bergsprången. Längst i NV skär

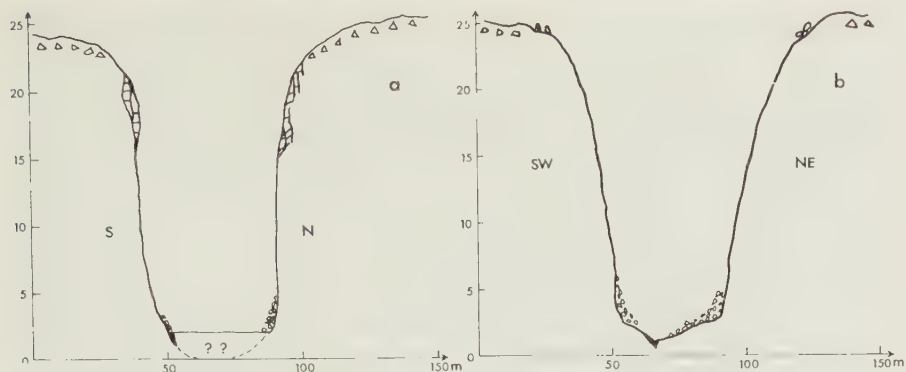


Fig. 2. Profiler över a) More Kastell, b) Skäftesfallshåla.
Cross-sections a) "More Kastell", b) "Skäftesfallshåla".

ravinen uteslutande genom lösmaterial och tonar successivt ut i kärr- och skogsterrängen.

Den glaciala erosionen har ej lämnat överväldigande spår efter sig i den lättvittrade berggrunden. Erhållna uppgifter vittnar om att isen rört sig från NV, utan att egentligen ha påverkat skurans morfologi.

Mynningen igensätts delvis av glacifluvialt material, genom att Tränshultsåsen söker sig in i den. Det senare materialet bygger upp en mäktig centralås som stryker i OSO—VNV. Den utgörs av grovt grus och stenmaterial, men är omgiven av sandfält i både N och S, som det synes utsvallade från åsryggen. Nere i skuran kan åsen följas omkring 2 km utformad som flacka åsryggar nästan uteslutande bestående av rullstenar, medan finfraktioner även där nästan saknas. Först längst i NV är åsen intakt och kontinuerlig.

En likartad skura påträffas uppströms Emån just V gränsen mellan Jönköping/Kalmar län. I litteraturen (HOLST 1885, s. 47) går den under beteckningen *Skurubergs dalgång*. Den kan följas närmare 10 km, men har ej samma homogena utformning som More Kastell utom i ett centralt avsnitt. Den stryker i riktning OSO-VNV, men även här förekommer en mindre avlänkning mot NV (fig. 4). En god skuggeffekt ger på flygfotot ytterligare eftertryck åt skurans distinkta snitt i landskapet. I den SÖ delen av bilden framträder i det fallande eftermiddagsljuset — bilden tagen kl. 13.26 — Järedaåsens åsryggar, vilka här söker sig från Emåns huvuddalfåra. Skurans högsta delar sammanfaller i det närmaste helt med den recenta vattendelaren (250). I början är den följbär endast som en 3 à 4 m djup ravin omkring den obetyd-



Fig. 3. More Kastell från NV. Notera den markanta förklyftningen nästan parallellt med skuran.

"More Kastell" from NW. Note the distinct cleavage system almost parallel to the canyon.

liga bäckfåran. Snart blir emellertid bergväggarna motsatta. Nagot missvisande blir dock bilden (fig. 4) enär den nordliga väggen är den brantare med tydlig underminering och överhäng. Berggrundsbilden såsom den framträder i branterna och i den fasta klyften i omgivningarna är mycket komplicerad. Smala band av hälleflintor och dioriter men även av gnejser och granitgnejser stryker i O-V och OSO-VNV. Den egentliga skuran är emellertid helt utskuren i granit, medan dioriter uppträder i N samt gnejser och hälleflintor i höjdmassiven N såväl som S om den.

De motsatta bergväggarna ligger 30—60 m från varandra, men med en viss variation så att bredare bäcken här och var relativt regelbundet utvecklats. Block- och talusbranter är talrika, liksom överhängande bergsprång och grottförmor i den kraftigt uppspruckna berggrunden. De dominerande förklyftningslinjerna stryker i NV—SO och NO—SV, vilket innebär att skuran ej direkt följer berggrundens huvudlinjer, utan att berggribbor här och där spärrar vägen och ger upphov till fall och forsar. Bergsklyften är oftast vertikala eller med mycket brant

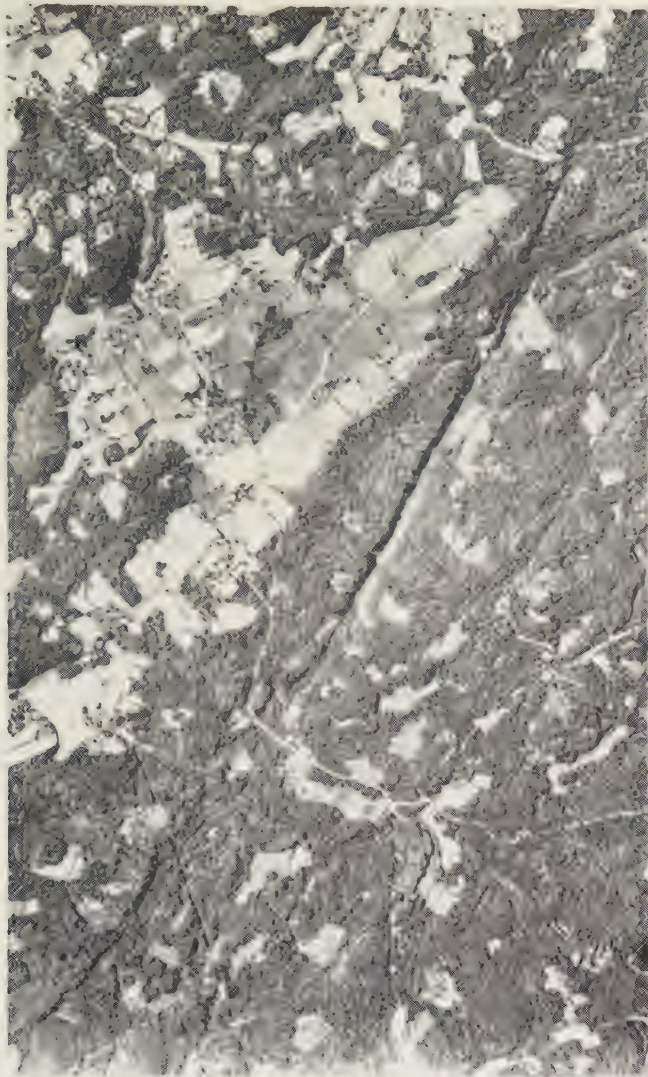


Fig. 4. Skurubergs dalgång utgör ett distinkt snitt i landskapet. Skala c:a 1:30.000. Skurans riktning N 56°V. Flygfotograferingen utförd av rikets allmänna kartverk år 1964. Godkänd för reproduktion och spridning av rikets allmänna kartverk den 14 januari 1970.

The ravine of "Skuruberg" forms a distinct cut in the landscape. Scale c:a 1:30,000

stupning mot NO, vilket gett upphov till överhäng och grottbildningar intill de nordliga talusbranterna. Den recenta utvecklingen präglas i första hand av frostsprängning, vilken tillsammans med ras och skred

speciellt i samband med snösmältning och tjällossning under våren fortfarande bidrager till en viss om än begränsad destruktion. Bäckens vatten jämte några tillflöden kan ej heller sättas i samband med den stora formbildningen. Trots de breda och markerade förklyftningslinjerna kan inga direkta tektoniska förskjutningar konstateras sannolikt till följd av att branterna och bergytorna är kraftigt vittrade och dolda av stora mängder talusmaterial. Emellertid synes det ej för djärvt att jämföra med registerade förskjutningar inom Sommen-Åsundenområdet (BJÖRNSSON 1937, s. 65 o.f.). Förutom det skarpkantade talusmaterialet förekommer även mer rundade block, troligen direkt istransporterade, eller sannolikt i många fall glacifluvialt om-lagrade. Här finnes utrymme för vidare undersökningar, men troligen räcker ej endast blockundersökningar (MARKGREN 1962—63, s. 65), om man vill klarlägga erosionsspårens tidigare historia. Till övervägande delen består blocken av graniter och gnejser, men de hårdare porfyreerna och hälleflintorna samt diorit- och diabasblock är väl representerade.

Vid vägen till Ökna vidgar sig ravinen hastigt och blir 100 à 200 m bred samtidigt som fallhastigheten avtar nedom pkt. 138,63. I de brantare delarna är gradienten mer än 20 m/km, medan den i de nedre delarna endast uppgår till 2 à 3 m/km. Detta synes ha betydelse för Järedaåsens uppträdande i ravinen. Den förekommer nämligen kontinuerligt till omkring 140 m:s nivån i form av mäktiga getryggade åssträckningar, men försvinner sedan hastigt, när skuran smalnar av och terrängen stiger. De sista resterna utgöres av frispolade stenar och block obetydligt över den recenta bäckens nivå. Därefter påträffas åsen först NV vattendelaren (jfr. s. 77).

Med hänsyn tagen till erosionsspårens storlek och omfattning, kan det var skäl att återvända till höjdplåtåerna S om Emådalen. Terrängen är synnerligen bruten närmast ån i trakten av Virserum och Skirö. Saljen utgör en markant klippsjöskreva parallell med berggrundslinjerna. SV därom reser sig emellertid intakta höjdplåtåer 250 till 300 m.ö.h. vid Stenberga, Näshult och Lemnhult nästan fram till Österkorsberga.

Här ligger två av de mest imponerande skurorna inom undersökningsområdet nämligen dels den s.k. *Skäftesfallshåla* (HOLST 1885, s. 50) och dels den s.k. *Helvetets håla*, båda omkring 20 km från Vetlanda, SSO resp. SO. Den västliga av dem, *Skäftesfallshåla* (fig. 1), skär rakt igenom vattendelaren mellan Österkorsberga och Åseda (ca 290). Den nuvarande bäcken genom »fallen» rinner i NV-lig riktning nästan fram

till Österkorsberga och därefter mot O genom Värnen och Saljen innan den så småningom faller ut i Emån. Myren och fattigkärren i skurans SO förlängning dräneras mot S och SO till Alsterån.

Sammanlagt kan Skäftesfallshåla följas under en sträcka av 5 km, medan under 2 km den fasta klyften utgör vertikala eller subvertikala begränsningslinjer. Uppmätta profiler (fig. 2 b) visar att djupet överstiger 20—25 m. I det centrala avsnittet blir, dels på grund av den uppdämda dammen i skurans botten, dels på grund av de upptill något avrundade bergväggarna, djupet svårare att precisera men överstiger 30 m. I medeltal är gradienten från SO mot NV 15 m/km, men i de brantare delarna mer än 20 m/km. Berggrunden består av granit förutom ett band av diorit som stryker i O—V, i S, på gränsen till kartbladet Lenhofda. Graniten utgöres dels av en grå plagioklasrik variant, i V, dels en röd ortoklasrik i Ö. Båda typerna är i denna region påtagligt fältspatrika och gränsar ej distinkt till varandra, utan det finns snarare fog att tala om en successiv övergångszon (HOLST 1885, s. 26).

Längst i SO löper Vetlandaåsen in från S, dock i den stigande terrängen tämligen obetydlig, med slingrande ryggar först mot NO, sedan NV. Den söker sig icke in i skuran, utan i stället skär denna sig ner i morän i dubbla stråk med den recenta bäcken i den östliga grenen. Ravinen är till en början endast 3 à 4 m djup, i botten V-formad och upptill 50—75 m bred. Sidorna är blockrika och tecken tyder på att finmaterialet borttransporterats av strömmande vatten. I de oftast branta sluttningarna pågår skred och jordflytningar. Efter 1200 m börjar berggrunden framträda i branterna; den röda granitvarianten i östra och den grå i västra kanten. Förklyftningen är påtaglig med ett system i NV och ett i NNO i dominans. Skuran synes följa än det ena än det andra systemet, medan trösklarna bildar forsar och fall. Emellertid är den nordvästliga förklyftningsriktningen den domanta under längre sträckor, vilket kan tyda på en kraftig uppensning längs denna. Mindre kolksjöbäcken vittnar även om detta. För att återfinna åsen måste vi söka oss upp på den västra kanten vid Flohult, där ett mindre sandfält utbreder sig omkring 300 m.ö.h. Den beskrivna skuran saknar däremot rullstensgrus och först vid Muggeboda uppträder den på nytt 75 m lägre, där ravinen hastigt upphör i den breda dalsänkan ner mot Värnen (173.3). Speciellt intressant är här de glaciala erosionsspår, vilka påträffats i skurans mynning. På bergytornas sidor visar isrörelsen en påtaglig avlänkning från den beskrivna huvudriktningen NV—SO till NVV—SSO.

I Ö kanten av Lemnhultsplatån ligger såsom en bidal den korta men oerhört intensiva Helvetets håla (fig. 5). Liksom de övriga är denna skura lokaliserad till en vild och märklig, öde trakt inom Trollebo ägor. Den bästa överblicken vinner man generellt genom flygbildsstudier, medan markrekognoseringar i många stycken ger ett begränsat utbyte i den yppiga vegetationen och de block- och hållrika markerna.

Ravinen börjar i morän något under 250 m:s nivån, men redan efter några hundratal m i riktning N och NNV når den betydande djup och fasta bergsklyftor börjar omgående uppträda på ömse sidor. En liten bäck vindlar fram i forsar och fall och följer såsom en avbild de stora bergytornas skiftande riktningar. Anhopningen av i första hand skarpkantig talus men även moränmaterial gör en promenad utefter bäcken i det närmaste omöjlig. Tendenser till med huvudfåran parallella eller subparallella rännor har observerats vid såväl More Kastell, Skurubergs dalgång som i Skäftesfallshåla men aldrig av så markant utformning som här.

Berggrunden är homogent sammansatt och utgörs av den något finkorniga röda Växjögraniten avbankad i 1 till 1,5 m mäktiga bankar. De lodräta bergväggarna är motstående under en sträcka av c:a 500 m i en trång klyfta, som till nästan alla delar påminner om den bekanta Skuru gata (NORDSTRÖM - WENDEL 1952). Upptill är den 35 à 40 m bred och maximalt 25 m djup, medan djupet i allmänhet ligger mellan 15 och 20 m. I botten ligger ett par typiska kolkbäcken (fig. 5) med 1—2 m djupa vattensamlingar. Av klyftdiagrammen framgår att två system dominerar, nämligen ett i diabasgångarnas riktning, NNO—SSV (c:a N 10°O) och ett i NV—SO (c:a N 55°V). Uppkrossningen är i de utrymda partierna betydande, vilket leder till att de betydande talusbildningarna fortfarande tillföres något material. Trösklarna utgörs av mer motståndskraftiga, mindre sönderspruckna bergribbor (BERGSTEN 1942). I detaljformen blir således skuran vindlande, medan huvudriktningen är NNV—SSO. Nedströms öppnar den sig mer och mer och kan följas under ytterligare 2,5 km, vilket innebär att den sammanlagt är 4,5 km lång. Den trånga dalen mynnar i Värnens sänk-område.

Till skillnad från de föregående formerna har Helvetets håla inte nagon anknytning till glaciälviala avlagringar. Inom höjdplatån har här icke något dylikt material påträffats. Vid mynningen intill Värnens SO strand utfylls emellertid ett område av omkring 1 km²:s yta av svagt sorterat, men tydligt rundat rullstensgrus. Ovanför denna nivå påträffas vid Trollebo en kortare planås av tämligen begränsad om-

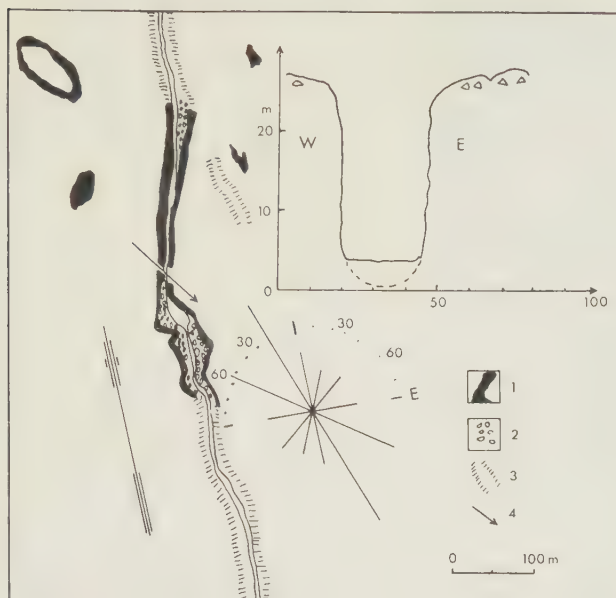


Fig. 5. Helvetets håla. Översiktskarta, förklyftningsriktningar och profil. 1) Fast klyft, 2) Talus, 3) Ravin, huvudsakligen i morän, 4) Räfflor.

"Helvetets håla". Survey map, cleavage system and cross section. 1) Rock out-crop, 2) Talus, 3) Ravine in moraine, 4) Striae.

fattning. Av betydelse är emellertid i detta sammanhang höjdplatåns allmänna dräneringsmönster (HOPPE 1952). Det finns skäl att förmoda en dränering mot S mot sjön Säljen i Kronobergs län, vilket även kan gälla nordslutningen d.v.s. smältvattenmassorna V Fagerhult.

Liksom vid Skäftesfallshåla bär hållarna väl bevarade spår av den glaciala erosionen. Räfflorna går in från N 30° V och väl formade hållar påträffas här även i omedelbar anslutning till skurans bergsprång, dock utan att isen på något sätt synes ha påverkat eller omformat skurans form. Överhäng till följd av underminering förorsakad av fluviatil erosion såväl som grottbildningar (fig. 6) i den starkt förklyftade berggrunden bidrager däremot till dess utomordentligt säregna natur.

En knapp mil NO Vetlanda har Helvetets håla sin pendang på den andra sidan Emådalen i höjdplatåerna (250—300) i terrängen S Solgen. Det är skuran vid *Skede* (fig. 7), vilken i mångt och mycket påminner om den föregående. Den ligger i en kraftigt markerad brant som stryker i VNV—OSO ända från Skurubergs dalgång i OSO till Skede och Långhester i VNV. Nivåskillnaderna är några av landskapets mest framträdande. De insänkta partierna upptages av de tre småsjöarna



Fig. 6. Gångar och grottor är ytterst vanliga i den sönderspruckna berggrunden.

Passages and caves are very usual in the fractured underground.

Bölasjön, Hökasjön och Kolbrånasjön (146,5), omgivna av ett vågigt rullstensfält inom Virserumsåsens sträckning. Den består dels av en genomgående åsrygg dels de tidigare nämnda åsgroparna, de s.k. »Böla skansar» (HOLST 1885).

Berggrunden är heterogen. I platån anstår således den röda Växjögraniten, som här liksom i Öknamassiven i många stycken är gnejsig. I S och SV gränsar den även till gnejser, hälleflintgnejser och hälleflinta, vilka stryker parallellt med höjdmassivet. I O och SO ligger ett betydande dioritmassiv.

Skuran börjar något över 250 m:s nivå såsom en ränna i morän. I början stryker den i riktning SSV, slingrande liksom den recenta bäcken med kastningar mot SSO och SO. Detta mönster är genomgående och blir markant när den nått ner mot bergmassivets brant, där djupet överstiger 10 m och där bergväggarna börjar bli motsatta. Inom detta område är den mycket trång; 40—50 m i ett par vattenfyllda, delvis uppdämda kolkbäcken. I passen däremellan smalnar den av till bara ett tiotal m.



Fig. 7. Skuran vid Skede, detaljkarta, upprättad med den ekonomiska kartan som underlag. 1) Rullstensgrus, 2) Rullstensåsar, 3) Skura, 4) Ravin huvudsakligen i lösmaterial, 5) Fast klyft, gnejsgranit resp. diorit, 6) Nivåkurvor (interpolerade). För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 12.1.1970. Särtryck ur allmän karta från rikets allmänna kartverk. Publiceringstillstånd nr 370, SRA, Fack, 162 10 Vällingby 1.

The Canyon at Skede, detail-map, made up after the economic map. 1) Glacifluvial deposits, 2) Oses, 3) Canyon, 4) Ravine for the main part in Quaternary deposits, 5) Rock out-crop. gneiss-granite resp. diorite. 6) Contours.

I den mycket svagt bankade graniten framträder två dominanta klyftriktningar, nämligen i NNO—SSV och NV—SO (fig. 8). Förklyftningen och uppkrossningen är påtaglig med betydande överhäng, gångar och grottor. Ravinen slutar sedan efter ytterligare 300 m:s sträckning genom morän i den breda dalsänkan i S med direkt anknäpning till åsens grusfält. — Rännan skär även genom rullstens-

materialet. — Emellertid är det ej möjligt att avgöra i vilken utsträckning materialet härstammar från skuran.

Inom detta område finns det även skäl att ytterligare omnämna en mindre ravin på nivan omkring 250 m.ö.h. (fig.7). Av utomordentligt intresse härvidlag är även det faktum att Virserumsasens fortsättning på den andra sidan vattendelaren tar sin början ånyo just proximalt denna ravin. Sedan utvecklas den kraftigt fram mot Solgen och Värneslätt (HOLST 1885, kartan).

En av de karterade ravinerna, det s.k. *Skurehålet* på gränsen mellan Krakshult och Bellö socknar, dryga 25 km NO Vetlanda (fig. 1) har beskrivits av FRIBERG (1957) som ett issjöavlopp från Vadaissjön, vilken undergatt en betydande avsänkning från 250 m:s-nivan till Brusaådalens sandfält vid Hässleby, V Mariannelund. Det säregna åsstråket från trakten NO Bellö i riktning ONO mot Skurehålet förklaras i nämnda framställning som markerande ett israndläge. Mycket talar emellertid emot denna teori. Åsens morfologi är bl.a. betydligt mer komplicerad än man kan förledas tro med ledning av det topografiska kartbladet. I själva verket utgöres den av komplexa åsnät och grusfält avlagrade i ett stagnerande isbräm med typisk dödis-karaktär. Klart är emellertid att till följd av topografiska hinder, har dräneringen skett mot O och ONO och möjligen kan vid Bellen det första marginella issjöstadiet i det som senare utvecklas till den s.k. Solgenissjön spåras. Den sistnämnda tar dock sin egentliga form betydligt under 250 m:s-nivån. Sett under ett något längre tidsperspektiv är det betydande vattenmassor, vilka sökt sig fram mot Brusaåns sänkområde. I bergbrantens heterogena berggrund (HOLST 1885, kartan) förefaller den kraftiga utskärningen i berggrunden förklarlig. Erosionen har följt något skiftande förklyftningslinjer utefter en något trappstegsformad fallinje, där kolkbäcken utgör avsatser.

Mycket talar för att genombrottsdalen mellan sjön Flen och Emådalen (här kallad *Bodaskuran*) är av likartad natur som de beskrivna skurorna. I avvaktan på vidare undersökningar har den endast medtagits på översiktskartan (fig. 1). En översiktlig rekognosering ger även vid handen, att det är tänkbart att finna ytterligare mäktiga erosionsspår strax utanför de nu undersökta regionerna.

SAMMANFATTNING

De beskrivna erosionsformerna ligger samtliga inom ett kraftigt brutet landskap inom geol. kartbl. Hvetlanda. De är grupperade på båda sidor om Emådalen från 100 m:s-nivån upp till närmare 300 m.ö.h.

Fig. 8. Skuran vid Skede. Väggarna är 10 m höga och stryker i riktning NNO—SSV resp. NV—SO. (Foto L. Johansson).

The Canyon at Skede. The walls are 10 m high in NNE—SSW and NW—SE direction.



Berggrunden är heterogent sammansatt och genomsatt av väl markerade tektoniska linjer, utefter vilka vertikala och horisontella förskjutningar ägt rum. De beskrivna skurorna uppträder i divergerande riktningar utan s.k. »preferred orientation». Med få undantag är de nära sammanbundna med glacifluviala ackumulationer. Den glaciala erosionen har obetydligt eller ringa påverkat deras form. Genomgående upptages ravinerna av mindre bäckflöden, vilka ej på något sätt står i proportion till formbildningen. Bottnarna är i det närmaste V-formade men med en påtagligt plan botten med en viss fördjupning i mitten (fig. 2). Här och var vidgas de trånga skurorna till bredare kolksjöar. Gemensamt är även den pågående nedbrytningen av de höga, oftast kraftigt förklyftade, branta bergväggarna. Förändringar kan registreras år från år. Det nedvittrade block- och stenmaterialet samt finjorden bildar taluskäglor eller skredfickor. Materialet kompletteras av block och stenar av moränkaraktär, möjligen sekundärt omlagrat av isälvarna. I enstaka fall rör det sig om långtransporterat, väl rundat material. Parallellt med eller på annat sätt i nära anslutning till huvudfårorna uppträder mindre rännor i första hand formade i lösmaterial. Bergväggarna är ofta slipade och underminerade som av vattens erosion, medan däremot kalspolade ytor, jättegytor som t.ex. i Sveafallen eller Dovra sjöar i Närke saknas.

MORFOGENETISK DISKUSSION

Grunda erosionsspår i morän såsom de av HOPPE (1952) och FRIBERG (1957) beskrivna måste föras i en grupp för sig. Det är som författarna antyder säkert fråga om m.l.m. laterala skvalrännor, i många fall av

komplex natur, vilka självfallet har sitt stora intresse för att förstå den integrerade isrecessionsbilden.

Nu vore det emellertid förhastat att dra den slutsatsen, att de markerade ravinerna och skurorna med i många avseenden likartade former bildats på samma sätt. Det är uppenbart att det skett en upprepning längs m.l.m. markerade svaghetszoner i berggrunden. Emellertid synes något av förklyftningslinjerna i vissa fall vara mer dominerande. More Kastell stryker således under långa sträckor med den distinkta krosszonen i VNV (N 80°V). För Skurubergs dalgång gäller att den till stora delar följer subparallellt en krosszon i NV (N 60°V). — Det bör anmärkas, att refererade klyftmätningar härrör från skurornas centrala berggrundsbetonade avsnitt. Lokala avvikelser och stora variationer inom korta avstånd måste beaktas vid en fortsatt detaljanalys. — De båda nämnda skurorna liksom Skäftesfallshåla och Skurehålet följer till väsentliga delar markerade förklyftningssystem, parallellt eller i det närmaste parallellt. Detta hindrar dock ej att talrika trösklar och förträngningar uppträder. Helvetets håla och Skede skura är annorlunda utformade, i det att de kastar mellan olika klyftlinjer. Mer motståndskraftiga bergribbor bildar forshuvud och fall.

Även erosionsspårens lokalisering i terrängen kan föranleda en systematisering. Ur den synpunkten är Skäftesfallshåla i det närmaste en genombrottsdal, även påminnande om en sadelskåra mellan två höjdpunkter. Skede skura och Helvetets håla är att betrakta som typiska inskränningar i bergplåtarna (jfr. Forsakar, BERGSTEN 1942). Skurubergs dalgång och More Kastell har samma karaktär, men är ju mycket långa. Skurehålet slutligen har båda karaktärerna och där kommer på allvar också frågan om issjöavlopp eller icke in i bilden. De för fullständigheten medtagna ravinerna enligt kartan s. 74, SO och VSV Vetlanda kan enligt förf. hänföras till en särskild avdelning. Erosionen har i dessa pågått betydligt längre, varför de vidgats även som en följd av glacial erosion speciellt i isens rörelseriktning.

Litteraturfloran om skuror, raviner, kanjoner, kursudalar och andra liknande fenomen är omfattande, sedan de tidigt fångat geografers och geologers intresse (jfr. bl.a. BJÖRNSSON 1937, V. POST 1938, TANNER 1938, BERGSTEN 1942, GRANLUND 1943, MANNERFELDT 1945, RUDBERG 1949, HOPPE 1952, NORDSTRÖM-WENDEL 1952, FRIBERG 1957, MATSSON 1961, 1962 och MARKGREN 1962—63).

Vid tolkningen av formerna är det lämpligt att följa en uppdelning sålunda, att tidsrelationerna resp. de formskapande agenterna blir huvudtema. Kan den recenta erosionen under sen tid ha utformat

dessas väldiga erosionsspår? De nuvarande bäckflödena står inte i rimlig proportion till formerna, vilka även har en annan sträckning än de nuvarande större dräneringsstråken. Det är även under postglacial tid uteslutet att räkna med vattenmassor av den omfattning, att de ensamma kunnat svara för formbildningen. Skred, ras och jordflytning till följd av pågående vittring leder snarare till en utjämning (RUDBERG 1949, s. 456, MATTSSON 1962, MARKGREN 1963). Vad kan vi då tillskriva glacialtiden och den glaciala jämte glacifluviala erosionen? Förf. har systematiskt sökt spår av glacial erosion i eller i närheten av skurorna. Mot bakgrunden av den postglaciala vittringen är slutsatser vanskliga att dra. I intet fall synes dock isen påverkat skurorna direkt. Intressant är den omläggning som skett i mynningen till Skäftesfallshåla, vilket styrker teorin om att sett på längre sikt kan vid förnyad glaciation i vissa lägen isen bli av betydelse. De noterade isdeviationerna kan ej heller ha påverkat de trånga skurorna.

I den mån ravinerna skär igenom morän råder det ingen tvekan om att dessa avsnitt utformats av rinnande vatten. I bergklyftorna är emellertid spåren av fluvial erosion sparsamma, vilket torde ha samband med den postglaciala vittringen och den omständigheten, att bergytorna sällan eller aldrig är frilagda i anslutning till skurorna. Mindre vatteneroderade rännor parallellt eller i nära anslutning till skurorna (jfr. s. 86), liksom förekommande slipning i berggrunden t.ex. i Skede skura ger klara belägg för att rinnande vatten bidragit till formbildningen. Kolk sjöarna liksom ofta förekommande underminering pekar även hän mot denna agens (jfr. t.ex. Domedagsfallet i Sveafallen, v. POST 1937). Med undantag av Helvetets håla sträcker sig glacifluviala stråk genom, eller i nära anslutning till skurorna. Hur det glacifluviala vattnet sökt sig fram inom dessa delar av högländet har samband med deglaciationen i stort och tarvar ytterligare studier. Emellertid är det mycket som talar för, att isen i avslutnings-skedet inom vissa partier förlorat mycket av sin rörelseförmåga. Inom dessa områden smälte isen bort såsom dödisrester, medan den inom andra var aktiv längre. I vad mån detta har samband med det detalj-topografiska läget jämte högländets speciella lokalkontinentala klimatprägel är en teori som bör provas vidare. Smältvattnet kan ur glaciologisk synpunkt väntas söka sig ner subglacialt. De förekommande kolkbäckena talar även för att urplockningen till stora delar skett under isen, av vatten, vilket stått under hydrostatiskt tryck. Möjligheter till en omfattande erosion föreligger, om vi tänker oss smält-

vattnet säsong efter säsong söka sig ner i samma spricksystem och glaciärbrunnar i ett m.l.m. stagnerande isbräm.

En kontinuerlig fortsättning mellan de glaciälviala ackumulationerna och skurorna gäller för More Kastell, där Trånshultsåsen söker sig in en avsevärd sträcka. Uppströms, där gradienten är kraftigare, uppträder däremot endast spridda rester av åsen. Mycket talar för att smältvattnet här sökt sig ut mot Emådalen, rakt österut. Likartat är förhållandet i Skurubergs dalgång, där Järedaåsen drar igenom såsom tidigare beskrivits. När det gäller Skäftesfallshåla och Helvetets håla är situationen något mer komplicerad i det att de är orienterade mot N och NV (jfr. fig. 5). Skäftesfallshåla ligger proximalt i platån men med genombrottskaraktär. Vetlandaåsen kommer in från S, men märkligt nog söker den sig efter stor tvekan upp på det västra höjdmassivet. På ett eller annat sätt har vägen varit blockerad mot NV varvid dräneringen endast kunnat ske mot S. Efter hand som den mot N och NV vikande iskanten dragit sig tillbaka och tunnats ut har dränering i dessa riktningar blivit möjlig både subglacialt och så småningom marginalt. Mycket talar för att åsen, när den uppträder vid Muggeboda är en slukås.

Helvetets håla har nästan identisk anläggning jämfört med Forsakar (BERGSTEN 1942), men åsmaterial saknas nästan helt bortsett från en mindre flack bildning vid Värnen. Det är helt realistiskt att antaga, att betydande vattenmassor sökt sig ner denna väg från höjderna V Fagerhult på likartat sätt som gäller för Skäftesfallshåla. Moränmorfologiska observationer talar inom denna region för dödusbildningar.

Vilket samband Skede skura har med åssystemen kan synas oklart, men med tanke på förf. nykartering blir luckan i Virserumsåsen över passpunkten i N betydligt mindre. I den branta sluttningen är det helt naturligt att smältvattnet sökt sig ner utefter isytan mot isens botten och mot sänkområdena i S (jfr. Skurugata, NORDSTRÖM-WENDEL 1952). Den bakåtskridande erosionen längs befintliga svaghetszoner har varit betydande.

Detta oaktat torde det vara felaktigt att begränsa den aktiva perioden till tiden för subglacial dränering. Vad Skurehålet beträffar har redan issjöarnas medverkan diskuterats. Möjligheter till att issjöar av varierande storlek bildats vid tiden för isrecessionen måste anses goda inom undersökningsområdet. Solgenissjön lär ej ha sträckt sig över Bellen eller Mycklaflon till Vada (LUNDQVIST, NILSSON 1957). Detta bekräftas av förf. observationer av mindre strandvallar och kal-spolningar vid Norrby, NV Solgen, c:a 10 m över dess nuvarande nivå.

Intressant är däremot i vad mån mindre issjöar sökt sig ner genom Skurehalet och hur sedan Solgenissjön utvecklats. Både Skede skura och Skurubergs dalgång ligger nära issjöns sydgräns och kan mycket väl med tanke på den successiva landhöjningen ha utgjort avlopp på likartat sätt. Betydande vattenmassor kan på så sätt ha sökt sig ner subaerilt utefter anormala dräneringslinjer (jfr. GRANLUND 1943, s. 65, BJÖRNSSON 1937).

Emellertid är det mycket osannolikt att just den senaste nedisningen ensam bidragit till de mäktiga skurornas utformning. Av primär betydelse är utan tvekan i samtliga fall berggrundsstrukturen och de tektoniska linjerna. Svaghetszonerna har sedan redan preglacialt blivit föremål för vittring, varefter det finns utrymme för diskussion under vilken tid eller vilka tider erosionsprocesserna nått kulmen. Antar vi formerna vara i huvudsak kvartära, är det realistiskt att antaga, att de huvudsakligen skapats under glacialtider. Närmare preciserat under dessas periglacialstadier, då den glacifluviala erosionen kulminerat. Mellanliggande tider av vittring, ras, skred, jordflytning m.m. banar väg för kulminationen. Hur mycket emanerar då från den senaste nedisningen? Ett matt på detta borde vi finna genom en uppskattning av det material som ackumulerats vid ravinernas mynnningar. Emellertid visar det sig till följd av det nära samband som råder mellan erosionsformerna och de glacifluviala ackumulationerna, att det är i det närmaste ogörligt att skilja ordinärt glacifluvium från eventuella tappningssediment direkt från ravinerna. Enda undantaget utgör Helvetets håla, där sedimenten vid Värnen kan sägas komma från ravinen. I viss mån gäller samma förhållande vid Skede skura. Det torde stå klart att sedimenten, även om vi tar hänsyn till att den del sediment ackumulerats supraglacialt och således spritts över stora arealer, ej står i proportion till erosionsformerna (jfr. MARKGREN 1963, s. 65).

De karterade erosionsfenomenen och de allmänmorfologiska dragen lämnar goda uppgifter om högländets landskapsutveckling, speciellt den glaciala. Erosionsformer såsom rännor o.d. är förvanansvärt sparsamma inom hela högländet (BJÖRNSSON 1937, HOPPE 1952, PERSSON 1966), vilket har samband med att överytorna är peneplanerade. Endast undantagsvis är reliefen mer betydande såsom i Sommen-Åsundenområdet och inom de av förf. beskrivna terrängerna.

Vidare dokumentation kan genom dessa former inhämtas om HK i trakten. De grunda erosionsrännorna i lösmaterial ligger utan tvekan i supraakvatisk terräng, vilket även bekräftas av övriga morfologiska element såsom rullstensåsar, rullstensfält och moränformer. Förf. kan

ansluta sig till Fribergs teori om HK omkring 100—110 m.ö.h. i Emådalen. Värdena korrelerar väl med förekomsten av varviga leror och mosandsfält i dalen jämte observerade erosions- och svallningsfenomen. I litteraturen förekommande värden om högre HK-lägen i denna del av Småland kan ej finna stöd. Lokala issjöar har däremot varit talrika, ofta av begränsad utsträckning och varaktighet. Därför förblir erosions- såväl som ackumulationsspåren efter dem subtila och följaktligen svåra att kartera. Solgenissjön är den mest dokumenterade, dels genom funna strandlinjer (s. 94), dels genom de varviga lerorna vid Höreda (HOLST 1885). Sambandet med Eksjöfältet (225) och sjöns utbredning i detalj är fortfarande oklart. Än mer gåtfulla är leravlagringarna vid Emåns utflöde från Grumlan, SV Vetlanda. De kan tyda på en mindre marginell issjö upp till 210—215 m:s-nivån med hänsyn till de glacifluviala fälten i S.

LITTERATUR

- Behrens, S., Morfometrisk, morfogenetiska och tektoniska studier av de nordvästskånska urbergsåsarna. Med särskild hänsyn till Kullaberg. LUGI, Avh. 24. 1953.
- Bergdahl, A., Israndbildningar i östra Syd- och Mellansverige. Med särskild hänsyn till åsarna. LUGI, Avh. 23. 1953.
- Bergsten, K. E., Forsakar. En morfologisk detaljundersökning i östra Skåne. SGÅ, 18. 1942.
- Isälvsfält kring Norra Vättern. Fysik-geografiska studier. LUGI, Avh. 7. 1943.
- Björnsson, S., Sommen-Åsundenområdet. En geomorfologisk studie. LUGI, Avh. 4. 1937.
- Drumlinbildningar i Sommen-Åsundenområdet. SGÅ 1953.
- Friberg, N., Skvalrännorna vid Rumsulla-Hult. Ymer 1957.
- Granlund, E., Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. SGU, Ser. Ca. n:o 26. 1943.
- Hjelmqvist, S., Sveriges berggrund. Atlas över Sverige 7—8, 1953.
- Holst, N. O., Beskrifning till kartbladet Hvetlanda. SGU, Ser. Ab. N:o 8. 1885.
- Hoppe, G., Några glacifluviala erosionsrännor på Sydsvenska höglandet. GFF. 74:2. 1952.
- Johnsson, G., Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. LUGI, Avh. 30. 1956.
- Lundqvist, G. och Nilsson, E., Högsta kustlinjen för hav och issjöar under senkvartär tid. Atlas över Sverige 23—24, 1957.
- Lundqvist, M., Landytans brutenhet. Atlas över Sverige 3—4, 1953.
- Magnusson, N. H., Lundqvist, G., Regnéll, G., Sveriges Geologi. 1963.
- Mannerfelt, C. M:son., Några glacialmorfologiska förhållanden och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältning i svensk och norsk fjällterräng. Geogr. annaler. 1945.

- Markgren, M., Detaljmorfologiska studier i fast berg och blockmaterial. Geomorfologisk studie inom Fennoskandia med Skåne. I. Vittringsprocesser och vittringsformer. II. Residuala blockfält och talus samt polygena blockfält. LUGI, Avh. 43. 1962—63.
- Mattsson, Å., Preglacialt anlagda dalstråk på de skånska horstarna. SGÅ, 37. 1961.
- Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die nicht-glaziale Formenwelt der Felsensculptur. LUGI, 39. 1962.
- Nelson, H., Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. SGU, Ser. C. N:o 220, 1910.
- Nordenskjöld, C. E., Studier rörande sprickornas och sprickzonernas morfologiska betydelse i mellersta Kalmar län. SGÅ, 18. 1942.
- Nordström, O. och Wendel, B., Skurugata. En klippkanjon på sydsvenska höglandet. SGÅ, 28. 1952.
- Persson, T., Moränmorfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. SGÅ, 42. 1966.
- Glacifluvial morfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. SGÅ, 43. 1967.
- Post, L. von., Svea älv, Göta älv och Dana älv jämte vägvisare för besökande vid Sveafallen. Stockholm. 1937.
- Rudberg, S., Kursudalar i Norrbotten, en preliminär översikt. GFF, 1949.
- Rydström, S., Kvartärgeologiska studier inom Varend, södra Kronobergs län. Manusk. Lunds Univ. Kvartärgeol. Inst. 1964.
- Sahlin, C., Upptäckten av Ädelfors. Ett 200-årsminne. Medd. fr. n. Smålands forn.förening. 1938, s. 64—73.
- Sahlström, K. E., De svenska insjöarnas djupförhållanden. SGÅ, 18. 1942.
- Stolpe, M., Beskrifning till kartbladet Nydala. SGU, Ser. Ab. N:o 14. 1892.
- Tanner, V., Die Oberflächengestaltung Finlands. 1938.
- Tell, L., Preliminär katalog över grottor i Sverige. Ark. för svensk grottforskn. 3. Norrköping 1963.
- Thaning, O., Höjdbelyggelsen på det småländska höglandet. Ymer. 1940.
- Trybom, F., Sjön Nömmen i Jönköpings län. Medd. fr. K. Landtbruksstyrelsen. N:o 2 1899 (N:o 50).
- Bexhedasjön, Norrasjön och Näsbyssjön i Jönköpings län. Medd. fr. K. Landtbruksstyrelsen. 1901 N:o 67.

FÖRKORTNINGAR

- GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
LUGI = Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Lund.
SGU = Sveriges Geologiska Undersökning. Stockholm.
SGÅ = Svensk Geografisk Årsbok, Lund.

SUMMARY

Canyons and erosion channels in the Highlands of Småland. A geomorphologic investigation.

By TORSTEN PERSSON

This investigation is a further development of my geomorphologic studies in the South-Swedish Highlands (cf. PERSSON 1966, 1967). The surveyed area is situated in the inner parts of the Highlands, within the geologic maps of "Nydale" and "Hvetlanda". A remarkable series of pregnant canyons and erosion-channels in connection to the Emå and Brusåå valleys are described and their origin discussed.

Quaternary deposits cover almost the whole underground. Rock outcrops are found only on the highest hills or in connection to lake-surfaces. Moraine is most common, but in the valleys there are several oases (fig. 1) as well as terraces, plateaus and irregular fields, which have been accumulated in the glacial streams at the time of ice-recession. Canyons (in Swedish "Skuror") and smaller erosion-channels in the Highlands are earlier described. (BJÖRNSSON 1937, NORDSTRÖM, WENDEL 1952, HOPPE 1952, FRIBERG 1957), but this paper deals with until now unknown ones.

Some of the canyons are sub-parallel to the cleavage-systems, but as a rule they alternate from one cleavage-direction to another (fig. 5), while the headdirection forms the resultant. Their length vary from a few km to about 10 and their deep from a few m to almost 30. Small ravines or erosion-channels are found in connection to the larger canyons but also as separate forms in the moraine-cover (HOPPE 1952). These have a clear genetic background, while the genesis of the canyons is very complicated. It is a question of time as well as of agencies. Maybe the main forms were made up during the last glacial period, but what has happened to the destructed material from the canyons? We can suspect an erosion during a much longer period along fissures in the underground. In my opinion there has been a considerable weathering during preglacial times with an increasing transport and destruction during glacial and periglacial periods.

— The investigation has been supported by grants from the Faculty of Science of the University of Lund ("Anslag för främjande av ograduerade forskares vetenskapliga verksamhet" och fältarbetsanslag).

Reprint from: 'Svensk Geografisk Årsbok 45—1969.

TORSTEN PERSSON:

NÅGRA HK-INDIKATIONER I SÖDRA SVERIGE

Abstract. Some examples of the highest shore line in southern Sweden. This paper deals with the problem of the highest shore line — the metachronous limit of the Baltic Ice-Lake — in southern Sweden particularly in the valley system of the Helge River. In the narrow valleys the marks of ice-lakes are rather indistinct, but as a rule a wave-cut zone is observed on more exposed hills and eskers, and below that level there are glacial clays. More distinct, however, are some erosional channels formed in connection with the glacial icesheet and the westernmost parts of the Baltic Ice-Lake. From these observations the highest shore line is fixed to approximately 55 m at Hässleholm and 65 m at Genastorp, SE Osby. These informations contrast to earlier investigations in a remarkable way, but there are no morphological reason to calculate with a higher level particularly as the varved clays always are found at a lower level. On the other hand, a number of local ice-lakes covered the inland of Småland, but those are not directly connected with the Baltic Ice-Lake. The levels here mentioned are compared with the situation in the valleys of the Rönne and Emå Rivers as well as that at the West Coast.

INLEDNING

Uppgifterna om Baltiska issjöns metakrona strandlinjer i Sydsverige är i kustnära trakter väl dokumenterade (FRIBERG 1957, HELLBERG 1971, RINGBERG 1971), medan de längre in i landet blir sparsamma och subtila. Förf:s undersökningar inom Sydsvenska högländet har lett fram till ett antal observationer över HK i Helgeå-, Rönneå- och Emådalen, vilka kan kasta nytt ljus över de kontroversiella Baltiska issjöproblemen, speciellt i norra Skåne.

HELGEÅDALEN

Helgeådalen uppfylles i varierande grad av Helgeåsen (DE GEER 1889, s. 68). Isälvarna har dock ej fullständigt länkats in i dalfåran utan många åsrygggar tvärrar över dalen och skärs nu igenom av den recenta

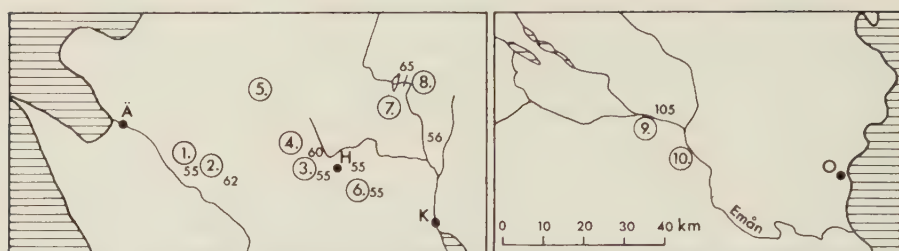


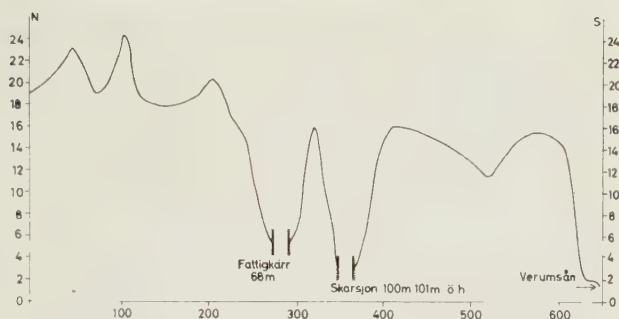
Fig. 1. Översiktskarta. Höjdsiffrorna markerar HK-läge. 1. Stidsvig. 2. Linnestofta-Björred. 3. Tyringe. 4. Krattabygget-Kädarps. 5. Vanåsors. 6. Lommarp-Ignaberga. 7. Hästveda. 8. Genastorp. 9. Ärenafältet. 10. Mörlunda. Siffror inom cirkelna markerar lokaler medan de utanför anger högsta kustlinjen i m.ö.h. *Survey-map. Figures in circles mark localities, figures without circles heights of highest shore.*

strömmen. Från Genastorp, SO Osby (fig. 1), avviker dessutom ådalen helt från åsstråket och dess tänkta fortsättning mot N för att en dryg mil västerut vid Verum och Visseltufta uppfyllas av den från SV anslutande Verumsåsen. Baltiska issjön har utan tvekan nått in över dalen i en omfattning, som dock ännu i detalj är okänd. De grunda rullstensfälten och de små åsryggarna har omlagrats i mycket begränsad omfattning, vilket även gäller moränerna utom i mer kustnära trakter.

Till trakten av Ö. Broby når den varviga leran knappa 50 m ö.h. (DE GEER 1889, s. 80). I anslutning till denna nivå har utjämnade och ursvallade åsryggar påträffas vid Perstorp, 2,5 km N Ö. Broby, där ytmaterialet utgöres av ett grusigt svallgruslager som på 1/2 till 1 m:s djup hastigt övergår till finmo och mjäla. Egentlig svallgruslagring har dock ej noterats i de flacka åsryggarna, vars överytor når knappt 50 m ö.h. Samma förhållande gäller Uddarpsfältet (50) — siffror inom parentes anger h.ö.h. i m —, V ådalen. Svaga svallgrusbälten uppträder ytterligare norrut vid Glimminge, 5 km NV Ö. Broby, i åsflankerna upp till 60 m:s nivån inom de delar som vetter mot dalen. Fältet vid Dänningarum (60), N Östanåbruk, företer tecken på utjämning i så måtto, att åsgropar och ryggar jämnats ut.

Detta gäller däremot ej det grunda grusfältet vid Hönjarum (70—75), 2,5 km O Osbysjön, som i stället präglas av gropar och sänkor som efter kvardröjande is. I S begränsas dessutom fältet av en i ytan moränpräglad, låg men markerad åsrygg. På något högre nivåer, t.ex. vid Marklunda (80—85) och Kälsved (90—95) NO och NNO Osby uppträder en hel serie grunda, ofullgångna kittelfält, och åsryggarna blir branta utan några som helst tecken på omlagring. Särskilt branta och

Fig. 2. Det breda och starkt kuperade åsnätet mellan Vittsjö och Verum vid Malseröd. *The steep and broad ose-net between Vittsjö and Verum at Malseröd.*



tvåra åsryggar uppträder mellan Vittsjö—Verum—Visseltofta, där ryggar kan nå 30 m:s höjd (fig. 2) och där materialet är grovt och svagt sorterat, vilket klart tyder på en supraakvatisk avsättning (jfr PERSSON 1967). Under dessa förhållanden har m.l.m. breda tunnlar, ställvis djupare, ställvis grundare vattensamlingar med is på ömse sidor utgjort sedimentbassänger. Smältvattnet har i många stycken stått under hydrostatiskt tryck och pressat fram grus, stenar och block i väldiga ryggar. Ytmaterialet har sedan rasat utåt sidorna och därmed jämnat ut profilen något.

De glacifluviala terrasserna vid Hörlinge (80—85) och Vesljunga (120) samt platån vid Gräsljunga (100), NO Visseltofta, har växt fram subaerilt i dödislakuner i ett sönderfallande dödisbräm. Lakunerna har slutgiltigt fyllts ut tämligen hastigt av grövre ytmateriel, vilket kan leda tanken till svallgrus, men bortsett från laterala ras och skred ligger på dessa nivåer det glacifluviala materialet i primärt läge. Bristen på ler- och andra finsediment bekräftar även denna uppfattning (LUNDQVIST 1942).

In i Almaådalén bör Baltiska issjön ha nått vid Olahus och Brittedal (50—55). I de trånga dalarna vid Ballingslövs- och Ottarpssjön har dock issjövågorna blygsamt påverkat de lösa avlagringarna, och de tendenser till svallning och ursköljning som här redovisas, kan endast rubriceras som kompletterande indicier. N Laxbromölla till Ekamölla upptas den där nord-sydliga Almaådalén av en parallell åsrygg (35—45) som i den från ån vettande delen svallats eller spolats ur under en sträcka av drygt 1 km. Därövanför uppträder även frispolade moränblock med avbrott under drygt 2 km 50—55 m ö.h., V om dalen.

Även på andra sidan dalen kan blocksträngar återfinnas på samma nivåer, medan moränen därövanför utgöres av osvallad, drumliniserad bottenmorän. Erosionsspåren kan tyda på svallningsfenomen i den

trånga trattformiga dalen, vilken sedan öppnar sig i S, eller härröra från senare smältvattenspolningar. Den nästan 1 km² stora plåtån vid Tockarp når drygt 50 m ö.h. och består till övervägande delen av sand, men ytlagret är grusigt, vilket är utmärkande för traktens glacifluviala plåtaer i allmänhet. Delvis är emellertid ytlagret omlagrat, varvid finfraktionerna sprits ut över Ballingslövssjöbäckenet. I V, nära höga drumlinfält, har dödisrester dröjt kvar, och dödiskontakten är där praktiskt taget intakt. I S markeras issjönivån av en tillskärpning av den sydöstra branten, intill Ballingslövssjön (41,2) vilket inte kan förklaras av iskontaktläge eller sekundära jordflytningsfenomen. Finmo, mjäla och ler har avsatts i sjöbäcken (JONASSON, JONSSON, PERSSON 1970), och isskjutna blocksträngar uppträder inom såväl Kållingebergs som Höjskulls slutningar mot Ballingslövs- resp. Ottarpssjön. N därom uppträder ytliga blocksträngar i morän och den lilla åsen V Rävninge är ursvallad upp till krönet (55), där en markerad flank kännetecknas av svallgrus, vilket markant avviker från det primära mindre väl sorterade åsgrusmaterialet.

I vilken utsträckning och under hur lång tidsrymd issjövatten trängt in i dessa trånga dalar är emellertid svårt att säga. Klart står emellertid att dödisrester här börjat avsättas, vilket ytterligare förträngt dalstråken. och det är ej heller möjligt att precisera någon enhetlig isbräcka. Av värde såsom HK-angivelse är de tidigare nämnda erosionsrännorna i anslutning till Helgeådalen vid Genastorp, SO Osby (PERSSON 1966). Dessa rännor med mynning på 65 m:s nivån har en lateral anläggning och kan sättas i samband med en tappning över Genastorp från Osby-sjöbäckenet, vars issjönivå torde legat något över den recenta vattenytan (71,7). Ytterligare laterala rännor av kort varaktighet uppträder NV om Osby vid Källedal (75) och vid Visseltofta (90), vilka otvetydigt utformats under supraakvatiska förhållanden.

De här nämnda erosions- och ackumulationsformerna har icke utformats synkront, men vittnar om Baltiska issjöns inre förgreningar i N Skåne. Konnektionerna till öppnare, kustnära trakter är goda när det gäller såväl strandvallsystemen på Ryssberget (55—60) (HELLBERG 1971), HK i Ö Blekinge (60—65) (RINGBERG 1971), strandvallsbildningarna vid Lendstorp, SO Hanaskog 50,5 och den varviga leran vid Ö. Broby (48,4) (DE GEER 1889). Uppgifter och noteringar om svallad morän bekräftar helt de här anförda värdena. Däremot är det inte möjligt att följa direkta issjöförgreningar in över den syds måländska sjöplåtån.

TYRINGEOMRÅDET

Ett nyckelområde utgör den västligaste förgreningen av Baltiska issjön över Hässleholm till Tyringe (fig. 1) och den där tänkta tappningen mot väster (NILSSON 1942, 1953). Måktiga åsstråk löper här in från SV i dubbla stråk från Färingtofta mot Tyringe och över V. Torup mot Hörja och anastomoser vid Håkantorps och Gustavborg, SO Pers-
torp, samt vid Torsjö, SV Tyringe. Det glacifluviala materialet är i åsryggarna grusigt och stenigt, väl rundat och oftast väl sorterat, medan finsedimenten återfinnes i de laterala måktiga åsgrusbältena ibland utformade till plåtår och terrasser eller mer oregelbundna fält. Mosedimenten blir speciellt måktiga i kontakt med Matterödsåsens distala sida (LINDSTRÖM 1877), och vid V. Torup ligger ett brett men grunt och oregelbundet grusfält nära vattendelaren ca 105 m ö.h. Förutsättningarna för att mindre issjöar skulle bildas under isrecessionen mellan den vikande iskanten i N och den nedpressade åsribban, även om isolerade isrester tidigt avsnörts och dröjt kvar i höjdlägena, har varit goda. Refflorna går i trakten in från NO och NNO, varför isranden i den mån den varit klart definierad kommit att ligga parallellt med förkastningsbranten vid Tyringe.

Inom Finjasjöbäckenet har tendensen till issjöbildning blivit än mer markerad (BJÖRKLUND 1965). De små terrasserna och plåtåren svarar dock endast mot efemära vattenivåer, som i många fall kunnat ligga subglacialt eller submarginellt, men de distala sedimenten bildar inom Hörjaåsen från V. Torup över St. Torsjö och Rullabygget till Hörja ett imponerande bälte väl jämförbart med de av BERGDAHL beskrivna (1953, s. 150). Vid Krattabygget, V Hörja, återfinnes ett något större plåtåplan i den breda dalen mellan 100 och 105 m ö.h. Vid Kädarp, Röke, ligger en likaledes av dödiskontakter begränsad terrass mellan 110 och 120 m ö.h. Åsryggarna är i medeltal 10—15 m höga i många fall formade i parallella stråk samt närmast beledsagade av åsgrusbältets kittlar och grytor som i sin tur ansluter till moränytorna. Mellan V. Torup och Matteröd har dödisresterna länge dröjt kvar i Matterödsåsens stigning, så att en praktfull provkarta av oregelbundet men ofta transversellt orienterade ryggar hunnit formas.

1 km V Tyringe tar en serie erosionsrännor sin början nära 110 m:s nivå. Den mest markerade rännan kan följas från allmänna vägen Tyringe—Perstorp och vidare rakt söder ut (fig. 3). Efter 500 m når bottnen 100 m och efter ytterligare 600 m öppnar sig rännan 15 m lägre nära Tyringe samtidigt som den svänger av mot SO och O. Erosionen

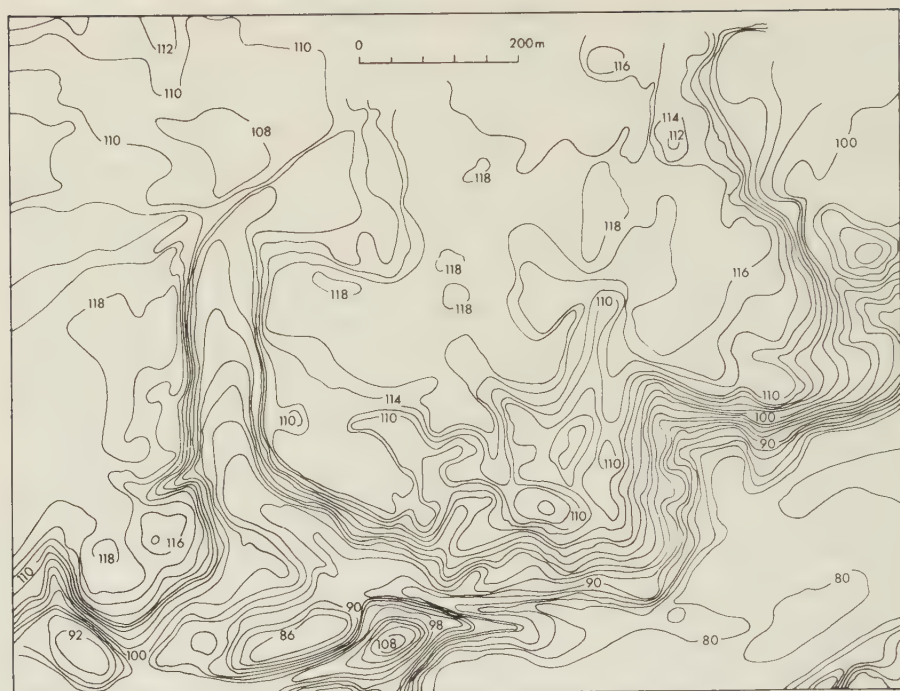


Fig. 3. En av erosionsrännorna vid Tyringe (3, fig. 1) med lateral anläggning, belägen ca 1 km V Tyringe stn. *One of the erosion channels at Tyringe with lateral origin.*
(Grundkartan har ställts till förfogande av Tyringe kommun.)

har ägt rum i distala mo- och sandsediment, vilka här ansluter till Matterödsåsen ända upp till 125 m. Från S ansluter en kort ränna, vilken från 110 m snabbt löper ner till den nämnda nivån, varefter det emellertid ställer sig svårare att följa den ursprungliga rännan genom tätortens bebyggelse. I S börjar emellertid ytterligare två markanta rännor i sträckning mot NNO och NO nedför horstbranten genom det sandiga—moiga lösmaterialet. En av dem tar sin början S Kurhotellet och når 1 200 m senare erosionsbasen 60 m, 250 m V idrottsplatsen, där den skär ner i moränterräng. I medeltal är denna ränna 5 m djup, vilket till stora delar även gäller den följande ytterligare Ö därom, vilken tar sin början vid 125 m:s nivån i moränterräng. Sedan skär denna emellertid igenom mo- och sandsediment stundtals ner till 10 m:s djup. SV idrottsplatsen skär den genom moräntäcket under några hundratal m för att sedan mynna mellan 55 och 60 m. Även N om Tyringe ända in i tätorten uppträder en serie erosionsrännor utformade i morän, vilka sträcker sig



Fig. 4. Lateral erosionsränna vid Lommarp, Ignaberga 55—80 m ö.h. (6, fig. 1), belägen ca 2 km SO Ignaberga kyrka. *Lateral erosion channel at Lommarp, Ignaberga, 55—80 m. a.s.l.*

från N till S och NV till SO. De är grunda, men kan nå ett djup av drygt 5 m och tar sin början omkring 110 m ö.h., varefter de snabbt löpa ut 10 à 15 m lägre men med konnektioner till ännu lägre liggande rämn-system. Tydligast är de N och NV Blankebygget.

Tyringeområdet ger intryck av att ha smält fram under lugna förhållanden, där två stora anastomoserande isälvstråk präglade den glaci-fluviala dräneringen. Den lugna perioden, då en rad distala sediment avsatts intill Matterödsåsens rand har avlösts av ett isgenombrott i den mån att vattenmassorna började söka sig ner från dödismassorna i S, V och NV m.l.m. längs den aktiva iskanten mot Finjasjöbäckenet. Dräneringen bestod under en längre tid, allt medan recessionen fortskred mot NNO och NO. I den mån den kan avgränsas, har isranden legat approximativt parallellt med Matterödsåsens N förkastningsbrant för att längre österut skära av Finjasjöbäckenet över Göingeåsen (BJÖRK-LUND 1965). Detta korresponderar väl med en serie kraftiga erosionsrännor av lateral karaktär, vilka nämnda förf. visat på för mig i fält i trakten av Lommarp, SO Ignaberga. Den längsta av rännorna når 700—800 m och tar sin början ca 80 m ö.h. samt når mynningen parallellt med en mindre slukås vid ca 55 m. Den korta slukåsen bildar ett mindre distalt plan vid 60 m:s nivå. Parallellt med föregående, dvs. i sträckning NV—SO, återfinns ytterligare några korta rännor, av vilka den mest markerade återges i fig. 4. Nedan denna kan ett mindre sedimentplan återfinnas exakt 55 m ö.h.

Området ger här intryck av ett snabbare deglaciationsförlopp i den mån att isen brutit upp mot Kristianstadsslätten, varvid isranden stått i direkt kontakt med Baltiska issjön utan att topografiska hinder eller

dödisrester legat hindrande i vägen. Nivåer mellan 55 och 60 m är följbara inom områden från Tyringe i V till Hörlinge och Vankiva i N, vilket skulle kunna markera en sammanhängande issjöyta nära Hässleholmsfältets nivåer, men inom området har även dödisformer påträffats inom några bälten. Först Ö Hässleholm vid Röinge är moränen svallad och bearbetad av den baltiska nivån.

Med utgångspunkt från här redovisade landskapsformer måste teorin om en tappning från drygt 110 m:s nivån över Tyringe till västerhavet (NILSSON 1942, 1953, 1958) falla. Någon tappningsränna i den riktningen eller av det formatet har icke påträffats. Betydande smältvattensmassor har dock kontinuerligt fyllt isälvsstråken och i viss mån samlats i mindre marginella issjöar fram till en punkt då isen nått över horstbranterna och brutit upp i O och SO. De högre plataerna och terrasserna vid bl.a. Krattabygget och Kädarp har med all säkerhet smält fram inom ett brett, flackt dödisbräm, från vilket under en lång period smältvatten sökt sig ner över Tyringeområdet. Det sistnämnda gör många erosionsnivåer vanskliga ur HK-synpunkt, men de här redovisade rännorna kan icke förbigås vid den fortsatta diskussionen. Jfr även MÖRNER 1969 (s. 110 ff).

NÅGRA LOKALER I RÖNNEÅDALEN

Inom Rönneå dalen (fig. 1) är strandmärkena mer distinkta, där dalen gränsar till Hallandsåsens branter i N och Söderåsens i S, men de blir mer subtila i de trånga dalarna. Noterade HK-värden varierar mellan 50 och 65 m ö.h. med sjunkande värden mot SO (TULLSTRÖM 1954, s. 47). Redan nedanför Hallandsåsen uppträder på flera ställen ett tämligen brett bälte av dödismoräner och glacifluviala kittelfält. MUNTHES högre HK-värden (1940) kan därför, såsom redan TULLSTRÖM uppger, ifrågasättas inom vissa avsnitt. Det gäller t.ex. Stidsvigsdalen, där MUNTHE drar HK mellan 65 och 67 m ö.h., men där ett markerat dödispräglat backlandskap tränger in på betydligt lägre nivåer (fig. 5). Redan vid Kopparmöllan, O dammen, löper ett åsnät in beledsagat av kittlar och gropar. De tvära formerna bär ytliga moränblock och grovt grus och sten i ytläge. Fig. 6 återger ett avsnitt nära Stidsvigs tätort, där överytorna når 55 till 60 m. I branterna därovanför har smältvattnet renspolat blockzoner upp till betydligt högre nivåer och därovanför återfinnes bottenmoränen packad och drumliniserad. Formerna tyder på att dödismassor länge dröjt kvar i supraakvatiskt läge in i dalen. Det

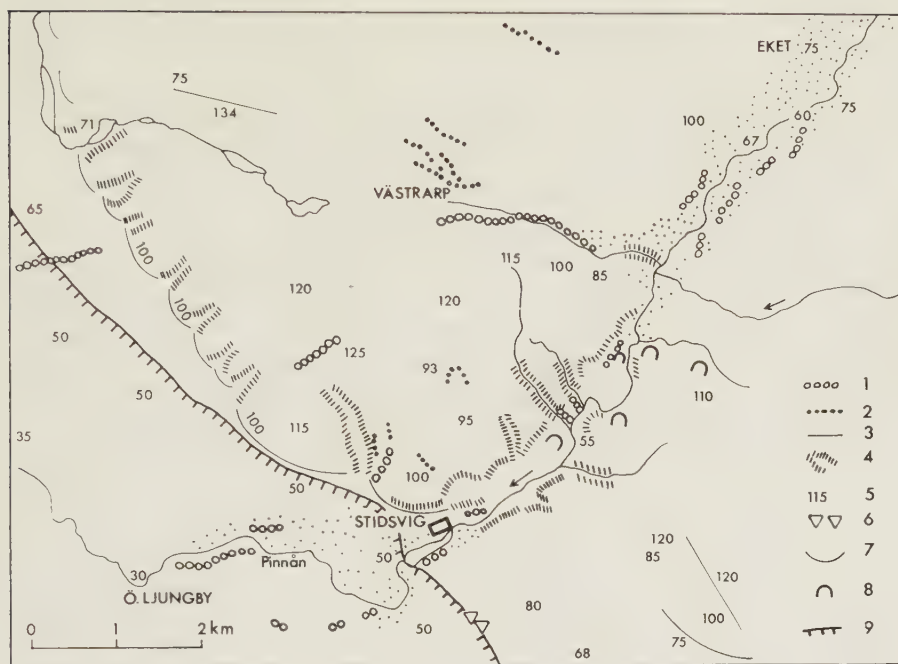


Fig. 5. Stidsvigsdalen, belägen 7 km N om Klippan (1, fig. 1). *The valley at Stidsvig. Survey map.* 1. Åsrygg Esker. 2. Transversell moränrygg *Transverse moraine ridge*. 3. Bergrygg *Bedrock ridge*. 4. Erosionsränna *Erosion channel*. 5. m ö.h. *M.a.s.l.* 6. Svallad morän *Moraine influenced by waves*. 7. Hallandsåsens förkastningsbrant *The fault line of Hallandsåsen*. 8. Drumlin *Drumlin*. 9. Högsta kustlinjen *The highest shore line*.

glacifluviala stråket kan följas ytterligare en sträcka in i dalen, men försvinner i den stigande terrängen.

En dryg km N Limfabriken påträffas sorterat material ånyo, men nu i form av två transversellt orienterade åsryggar (fig. 5) nästan diagonalt över Pinnådalen. Vid Ingeborrarp ytterligare en dryg km norrut börjar åsryggar fylla den nu bredare dalen i nära anslutning till ett par drumlinryggar. Där ansluter även en serie erosionsrännor från NV och NO. Erosionen börjar i morän 90 à 95 m ö.h. och de mynnar i huvuddalen mellan 55 och 65 m. I medeltal når de blott 4—5 m djup, men ravinerna är kraftigt block- och stengenomsatta och därför väl markerade, fastän terrängen är kraftigt skogsbevuxen. Vid Rya vidgar sig åsstråket ytterligare efter en åsanknytning från V och VNV över Västrarp och kan

sedan följas som en kraftig dalfyllnad genom Nordskåne till Markaryd och Ljungby (LINDSTRÖM 1878).

Genomgående har åsryggarna svårigen tagit sig över Hallandsåsens branter och höjdplatåer (LINDSTRÖM 1878, SVENSSON 1970). Den sistnämnda biåsen över Västrarp kan således möjligen spåras på slätten vid Ö. Ljungby samt vidare över förkastningsbranten upp till 125 m vid Ö. Ljungby Skog och sedan i transversell sträckning under drygt 2 km ner till Stidsvigsdalen. Märklig i detta sammanhang är även en kort åssträckning i högt läge mellan Stidsvig och Öjamaden längs gamla riksvägen. Överytan i den förmodade åsryggen är blockbemängd, men grundmaterialet är sorterat och slipat, vilket för tankarna till moränlika åsbildningar i högt läge på Linderödsåsen (BERGDAHL 1953, s. 24 o.f.). Intilliggande moränryggar kan möjligen sammankopplas med ett iskrevassmönster, men flertalet är oregelbundet orienterade (fig. 5).

Längre mot N, strax NNO Eket vidgar sig dalen och i den V kanten tar en glacifluvial platå form vid 75 m:s nivå. Distalt begränsas den av en i dalen diagonal åssträckning bestående av grusigt—stenigt grundmaterial, medan själva platån består av sand och mo. Den plana överytan kommer till synes delvis redan inom tätorten. I NO drar åsen vidare och platån sänker sig på ömse sidor ner mot markerade dödisgropar 10 m lägre. I O har det fina materialet flutit ut i ett par markerade raviner under inverkan av smältvattensströmmar, men sannolikt också på grund av jordflytning under ett periglacialt permafrosttillstånd (JOHNSON 1961, MATTSSON 1961).

Den sistnämnda teorin bekräftas av några kraftiga iskilar, vilka genomsätter platån i olika riktningar ner till 4 å 5 m:s djup, i enstaka fall ännu mer. De mäktigaste är 3 dm breda i ytan för att sedan hastigt smalna av. Mest uthålliga är ett par kilar i Ö kanten, vilka slår igenom grus och stenlager, men som sedan fyllts av flygsand ner på betydande djup. Under kryoturbationen har de fina moskikten förskjutits och veckats, men i några avsnitt har froströrelserna varit så kraftiga att även det grövre materialet satts i rörelse. Där ytmaterialet består av grus och sten, är kilarna mindre kraftiga och upphör strax under ytan. Mellan Ö. Ljungby och Klippan präglar permafrostfenomen dalmorfologin i en hel serie dalfören i anslutning till Rönne å mellan Källna och Gråmanstorp, vilket vittnar om frilagda subaerila ytor under arktiska eller subarktiska klimatförhållanden. Detsamma gäller några fynd av vindslipade stenar och block i Stidsvigsdalen upp till Eketplatån (jfr MATTSSON 1957, 1962).

Mer komplicerad är den glaciala bilden i åsen vid Västrarp, där

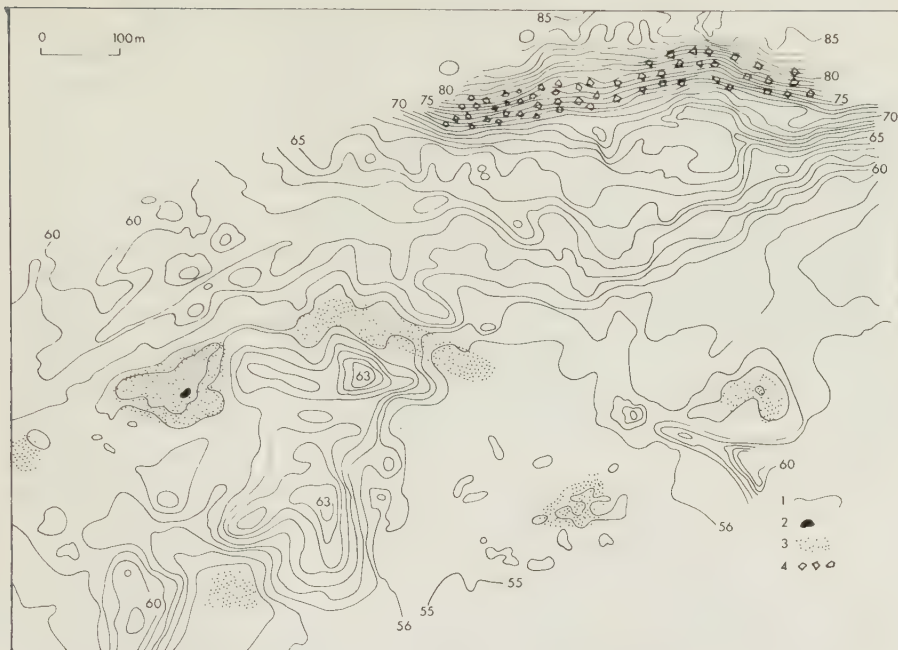


Fig. 6. Detalj av Stidsvigsdalen (ruta på fig. 5) med glacifluviala dödisformer. *Detail from the valley at Stidsvig (the square, fig. 5) with glacifluvial dead-ice forms.* 1. Nivåkurva Contour line 2, 3. Dödisgrop Dead ice pit. 4. Block Boulders. (Grundkartan har ställts till förfogande av Ö. Ljunghy kommun).

sannolikt av berggrunden influerade transversella sprickbildningar i isen i sträckning VNV—OSO lämnat plats för dräneringen parallellt med några N därom liggande transversella moränryggar. Åsmaterialet är överlag grovt, stenigt—grusigt, men har detta till trots veckats. Stundtals är emellertid veckningen av sådan omfattning att en annan förklaring måste sökas. I ytan ingår nämligen rikligt med moränblock, vilket tycks vara vanligt inom högt liggande åsryggar på Hallandsåsen, men även upp till 1,5—2 m mäktiga moräninlagringar i ytläge. Tydligt har isen här varit aktiv i mycket sent skede varvid moränmassorna pressats in i den under avsättning vardande åsryggen. Det är för djärvt att tala om en isframstöt, men presstrukturerna är så markanta, att det i något fall är möjligt att rekonstruera tryckriktningen. Andra mindre veckstrukturer i samma sedimentmassor är däremot med all säkerhet att hänföra till frostveckningar. På samma lokal har en makrokörtel med 1,5 m diameter påträffats i sandiga åslager i submoränt läge, där ringen omkring finsedimenten utgöres av sten och grus.

Kan kryoturbationen ha varit så omfattande eller har dessa former uppstått genom glacialtektoniska störningar eller är det möjligt att tänka sig att uppfrysningar och sprickbildningar kunnat ske i ett mycket randnära läge i vissa stycken även innanför isranden i krevassernas och lakunernas material varefter sättningar och ispressningar skett nästan momentant? Lokalerna lämnar goda uppgifter om recessionsförloppet, klimatförhållandena och ett ungefärligt HK-läge på något lägre nivåer. Topografin har spelat en stor roll för bl.a. avsättningen av m.l.m. breda dödisbårder nedanför Hallandsåsen (TULLSTRÖM 1954) speciellt in i trattformiga dalar av typen Stidsvigsdalen. Denna har emellertid en preglacial anläggning, präglad av det tektoniskt mönstret i form av kraftiga spricklinjer i strykning N 15° O, vilken banat väg för erosionen. Möjligen kan dalen ingå i Lagadalens förmodade preglaciala dräneringsmönster (MATTSSON 1962, s. 166) mot SV. Under deglaciationen har dalen fungerat som en uppsamlingskanal av smältvatten från V, N och O, men vattenmassorna har ej förmått spola bort tvärsarar eller andra sedimentmassor, varför teorierna om dalen som en tappningsdal från Baltiska issjön får avskrivas.

Utifrån de kraftiga kittelfälten och de branta åsryggarna kan vid Stidsvig HK bestämmas till nära 55 m ö.h., vilket i stort överensstämmer med TULLSTRÖMS uppgifter (1954). Denne utgår sannolikt från en mindre, randdeltalik bildning nedom Kopparmöllan, men det är inte nödvändigt att sedimentationen där nått HK, och som enstaka företeelse kan den inte helt avgöra HK-läget. Den nämnda nivån håller sig dock väl vid en konnektering i SO-lig riktning. Tydligast är svallningen i åssystemen vid Bjärsgård omkring 50—55 m och de markerade åsnäten och kittelfälten ovanför dessa nivåer. Svallade moränytor och lägre liggande glaciala leror vidimerar nivåerna, men liksom i Helgeådalen blir det längre in i dalens trånga förgreningar svårare att finna distinkta HK-indikationer. Terrassplanet vid Hyllstofta stn (62) korrelerar väl med åsarnas och moränernas morfologi längre in i Bäljane åns bidal.

Den framförda uppfattningen om en successiv, långsam isrecession utan dramatiska och mer omfattande isoscillationer eller tappningar finner stöd även i uppföljningen mot NO och O. Inom de flacka höjdpålandena är visserligen de glacifluviala stråken blygsamma, men däremellan utbreder sig mäktiga åsstråk och åsgrusbälte över bl.a. Oderljunga—Bälinge, Perstorp—V. Torup—Hörja och Färingtofta—Håkans-torp—Tyringe (s. 77) med konnektioner mot NNO och NO. I övrigt har dräneringsstråken i betydande omfattning av topografiska skäl länkats av mot V och SV (MATTSSON 1962, SVENSSON 1970).

Fig. 7. Erosionsränna i supraakvatiskt läge vid Linnestofta-Bjärröd (2, fig. 1), 9 km NO om Klippan. *Erosion channel in supraaquatic position at Linnestofta-Bjärröd.*



LINNESTOFTA—BJÄRRÖD — EN SUPRAAKVATISK EROSIONSRÄNNA

Hallandsåsen glider i O och NO successivt över i det nordskånska och syds måländska peneplanet med dess flacka, plana moränöverytor (PERSSON 1966). Inom plåtåerna är åsstråken sällsynta, då dessa koncentrerats till de grunda dalstråken. Ett åsgrusfattigt område är avsnittet mellan Stidsvig och Oderljunga med Bäljane å som sydlig begränsningslinje, dvs. en linje som nära sammanfaller med Rönneådalens inre HK-indikationer. Därinnanför stiger terrängen inom en halv mil till 100 m och däröver, medan höjderna når 30—40 m däröver, t.ex. Hallen vid Årröd (137,9). Många av dessa utgör långsträckta ribbor orienterade i VNV—OSO eller NV—SO, vilket senare även utgör ett tektoniskt drag i landskapet. Av mindre format, men ändå pregnanta är en serie transversella moränryggar eller därmed besläktade former mellan Linneröd i S och Varshult i N (fig. 1). Refflorna går in från NO och NNO och de transversellt orienterade ryggarna är väl markerade t.ex. V Bjärröd från omkring 75 m upp till 105 m i en svag sänka, vilken samtidigt bildar en mot S svagt sluttande fasett. I den stigande terrängen uppträder även den vid Bjärsgård nämnda åsen i form av låga svagt sorterade, grusiga, steniga åsryggar.

I många avsnitt kastar åsen, och ryggarna löper parallellt med moränstråken. Speciellt framträdande är detta vid Tolleröd, där åsen under 2 km löper mot OSO. Krönet ligger här 75 m ö.h., men dubbelt så lång är en parallell sträckning mellan Linneröd och Linnestofta med förlängningar till åsen vid Oderljunga 15 å 20 m över nämnda nivå. I bran-

ten mellan Linnestofta och Bjärröd har emellertid smältvattnet brutit igenom och bildat en drygt 1 km lång ränna i moränmassorna. I de djupare avsnitten är denna upp till 10 m djup (fig. 7). En tektonisk, prekvaritär sprickdal parallellt med Stidsvigsdalen har utgjort underlag för erosionens och smältvattnets angrepp. Rännan mynnar ca 75 m ö.h., nära den nyss nämnda åsavlänkningens början, men står ej i direkt samband med HK, utan utgör i stället en del av ett system av rännor synliga på lägre nivåer ner till nära 65 m, Ö Tolleröd. Den kraftigaste delen av rännan utgör närmast en genombrottsdal, och ovanför den samma kan åsen diskontinuerligt återfinnas, när fallgradienten blir mindre.

VANÅSFORS

Ytterligare ett nyckelområde i diskussionen om HK i Sydsverige utgör den förmodade tappningen vid Vanåsfors (110) (NILSSON 1958 s. 169) (fig. 1). Den skulle då tänkas som ett senare tappningsstadium än det vid Stidsvig, men här gäller såväl som vid Stidsvig och Tyringe, att betydande erosionsrännor borde stått att finna i terrängen om smältvattenmassor av betydande omfattning passerat ner från en vittomfattande Baltisk issjö i N och NO till betydligt lägre nivåer i SV. Dalen mellan Sk. Vårsjö och Vanåsfors uppfylles till stora delar av getryggade åsformer, vilka leder sitt ursprung från istunnlar och krevasser i supraakvatisk miljö in i dalen på ömse sidor.

Ett västligt stråk drar fram V Sandsjöholm och ett östligt nära Sk. Vårsjö fram till Skinningeholmssjön. Smältvattnet har eroderat ställvis högt upp i moränsidorna och i åsryggarna nära den recenta bäcken och liksom i Stidsvigsdalen är det möjligt att följa sidotillflödena över t.ex. Hulta-, Långa- och Bosjön i V och över Sk. Vårsjö i O. I S, O Vanåfors, är det möjligt att följa smältvattenerosionen i åskanten upp över 100 m. Därunder ligger i dalen ett flackt—kulligt grusfält, som möjligen kan sammankopplas med en mycket kortvarig vattenyta mellan 95 och 100 m ö.h. Jämförelserna med Stidsvigsdalen och den allmänna morfologin talar för att hela dalstråket successivt utgjort uppsamlingskanal för betydande mängder smältvatten, men någon entydig tappning har aldrig kommit till stånd.

EMÅDALEN

Ett kritiskt område när det gäller diskussionen om HK i Emådalen utgör trakten mellan Järnforsen och Målilla (fig. 8). Dalen blir här

A



Fig. 8. HK-läget i Emådalen. A. Årenafältet. B. Bodaskurans sydligaste förlängning. C. Järeäsaen. Skala ca 1:6000. Norr till höger på bilden. *The highest shore line in the Emå River valley. A. The Årena plane. B. The canyon at Boda, southernmost part. C. The Järeäsa esker. North to the right.* — Flygfotograferingen utförd av rikets allmänna kartverk år 1962. Godkänd för reproduktion och spridning av rikets allmänna kartverk den 7 december 1971.

plötsligt 6—7 km bred, medan den uppströms smalnar av och stiger kraftigt från Järnforsen. Dalbottnens nivåer ligger mycket nära 90 m ö.h. ända från Mörlunda i S till Årena i N, vilket illustreras av följande serie höjdvärden — Tigerstad (89,96), Lundtorp (91,04), (92,06), L. Aby (92,30), (92,34), Ämmenäs (88,1), (93,61), (91,99), Mälilla (91,74) och (91,8). Från Järnforsen stiger dalbotten sedan snabbt från 95 m till 120 m och däröver. Överyrtorna når 150—175 och upp över 200 m.

Vid V Årena har ett mäktigt delta, 4 km långt och drygt 2 km brett, utvecklats mellan 100 och 105 m ö.h. FRIBERG (1957) betraktar deltat som en säker HK-indikation, vilket knappast kan ifrågasättas. Tvek-

samhet kan gälla då egentlig distalbrant saknas, men förhållandena torde vara jämförbara med dem i Helgeå- och Rönneådalens inre, så att laterala dödismassor dröjt kvar i HK-nära lägen. Fältets form kompliceras ytterligare av en serie hindrande morän och bergskärnor S Årena hpl. samt Emåns postglaciala erosion i fältet.

Uppgifterna om HK kompletteras emellertid av ett antal erosionsrännor, vilka finner sina utlopp mycket nära Årenafältets nivå. Längst av dem är den s.k. Bodaskuran (PERSSON 1969), vilken kan följas från 185 m ö.h. ner genom en nord—sydlig tektonisk sprickdal ända ner i närheten av Årenafältet — Vensjön (116.5), — medan rännorna mot OSO mynnar på successivt lägre nivåer, närmare 100 m. I NV utvecklas Järedaåsen till ett mäktigt åsstråk med väldiga getryggade former och ett brett åsgrusbälte samt förgreningar, vilket tyder på supraakvatiska avsmältningsförhållanden. I den brutna terrängen borde utsikterna att finna ytterligare spår av HK-linjer vara gynnsamma, men de är sparsamma. Distalåsen vid Årena försvinner dock snabbt under sand- och mosediment, beroende på att den utjämnats, men troligen också av den anledningen, att den primärt varit mindre välmatad inom detta område. Tydlig svallningslagring har påträffats i åsryggen mellan Stensryd och Målilla ca 100 m ö.h. på spridda ställen ända ned S Ryningsnäs nära More Kastell (PERSSON 1969), där en åsavlänkning bildar en plata i anslutning till skuran. Svallning kan följas upp till nivåer mellan 95 och 100 m och kontrasten till högre liggande kittelfält och åsnät är markant. Svallningar i moränen förekommer även t.ex. vid Mörlunda upp till nära 105 m. Detsamma gäller vid Gårdveda, där FRIBERG även spårat ett mindre strandhak samt vid Kristineberg och Brunnsudd. Vid Målilla, NV sanatoriet har förf. noterat ett strandhak med betydande mängd isskjutna block 100—105 m ö.h. Liksom vid de övriga lokalerna går det väl att korrelera med dalens varviga leror och övriga finsediment, vilka når sin största utbredning mellan Målilla och Mörlunda med anknytningar upp till Gnöttlern (102,2).

HK:s vidare förlopp kan sedan väl följas genom FRIBERGS uppgifter (1957). På betydligt högre nivåer återfinns sedan m.l.m. långvariga is-sjöstadier. Även om detaljerna ännu inte är kända kan ju Solgenissjön nämnas (190—225), i vilken det vidsträckta Eksjöfältet (225) avsatts. Hela rader av lokala smältvattensamlingar i den sönderbrutna högländsterrängen, utformade när isen började bryta upp torde kunna påvisas. En av de mest omfattande tappningarna har med säkerhet skett genom de väldiga rännorna vid Brånstorp NV Eksjö.

SAMMANFATTNING

Här redovisade resultat gör icke anspråk på att utgöra en fullständig genomgång av de problem, vilka är förknippade med HK-linjerna i berörda områden i Sydsverige. Genomgående kännetecknas emellertid de inre delarna av de grunda dalgångarna av kvardröjande dödisrester, vilket vid isrecessionen bidrog till att begränsa issjövågornas arbete. Någon enhetlig isbräcka har det sällan eller aldrig varit tal om förrän längre ut närmare djupare vatten på havet. Tar man dessutom hänsyn till att den period var kort då issjöarna var isfria sommartid och att vattenspeglarna fluktuerat högst betydande från säsong till säsong genom lokala dämningar och tappningar, är det naturligt att issjöspåren i de inre dalarna är svårtolkade.

Såsom väl grundade HK-nivåer kan dock i Helgeådalén 55 m ö.h. anges för Hässleholmstrakten, 55—60 för Tyingeområdet och 65 m för dalen SO Osby. Vad gäller Rönneå- och Emådalen ansluter förf:s värden nära till TULLSTRÖMS (1954) resp. FRIBERGS (1957) arbeten. De utgör jämförelsematerial för att förankra uppgifterna om Baltiska issjöns utsträckning i Helgeådalén, men direkta konnektioner har icke varit möjliga. Osäkerhet råder även när det gäller landhöjningsgradienten i stort, men det är klart att NILSSON överskattat den. Förf:s uppgifter om Helgeådalén kan synas överraskande med tanke på NILSSONS och MUNTHERS uppgifter, medan de nära anknyter till HELLBERGS och BJÖRKLUNDS detaljundersökningar på Ryssberget resp. i Hässleholmstrakten.

Det finns dock skäl att ange några äldre värden från kartbl. Bäckaskog (DE GEER 1889, s. 82, 83): 1) Strandvall Ö Ledstorp vid Hanaskog, 50,5, 2) strandvall vid Balsberget, SO grottan, 52,8 m, 3) högsta vallen på Kjuge kull, 52,0 m, 4) strandvall vid södra ändan av Ivö klack 53,8 m, 5) strandvall vid södra ändan av Vångaberget 55,5 m, 6) svallgrus N Hjersås kyrka 56 m ö.h., 7) landhöjningsgradienten anges till 6 m inom kartbladet. Såväl HK-värdena som landhöjningsgradienten ansluter väl till förf:s uppfattning, medan de höga värdena torde bero på feltolkningar av ett antal morfologiska element på högre nivåer. Detta gäller framför allt de finkorniga sedimentplåtarna vid Vittsjö och Havraljunga (110 (jfr NILSSON 1958, s. 171), vars plana överytor kan föra tankarna till någon form av randbildningar, men i samtliga fall saknas fria distalbranter. Fälten vid Krattabygget (105), Kädarp (115), Vittsjö (110), Havraljunga (110) och Vesljunga (120) vittnar om lokala uppdämningar på den flacka peneplanen. De branta åsryggarna och de intakta iskontaktarna på dessa nivåer talar helt för de lägre HK-värdena.

Utmed Göinge- och Matterödsåsen är det möjligt att följa högre s.k. strandnivåer, i det att laterala issjöar lokalt bildat hak och urspolningar. Detta torde vara ytterligare en förklaring till de höga värden som NILSSON räknat med. Dränering har också mycket riktigt skett från Tyringe mot SV över höjderna ner mot Rönneådalén, men ej i den omfattning som antagits. Stidsvigsdalen och Vanåsfors har vidare utgjort en uppsamlingskanal, där smältvattnet successivt samlade sig efter hand som dalen växte fram i nära kontakt med iskanten i N. En betydande del av det glaci-fluviala smältvattnet har sökt sig ut mot SV, lateralt längs Hallandsåsen och i övrigt genom åsstråken vid Oderljunga, V. Torup, Färingtofta och Tyringe. Dödisrester dröjde länge kvar både i höglänt terräng och i dalsänkorna. Vid den mycket stillsamma recessionen över Tyringe kom så småningom smältvattnet att skära ner mot O och OSO ner i de avsatta sedimenten och i moränen, varvid en hel serie laterala, extramarginala och i vissa stycken submarginala rännor tog form. Dräneringen mot Finjasjöbäcken dröjde kvar länge, då dödismassorna dröjde kvar i N och NV, men detaljerna härom är ännu icke kända. Ett ytterligare osäkerhetsmoment när det gäller HK-värden i dessa trakter utgör möjliga sentida tektoniska förskjutningar.

LITTERATUR

- BERGDAHL, A., 1953. Israndbildningar i östra Syd- och Mellansverige. Med särskild hänsyn till åsarna. Lund.
- BJÖRKLUND, C., 1965. Isälvsavlagringar och issjöar i Hässleholmstrakten. Manusk. Lunds Univ. Geogr. Inst.
- DE GEER, G., 1889. Beskrifning till kartbladet »Bäckaskog». SGU Ser Aa. N:o 103.
- FRIBERG, N., 1957. Skvalrännorna vid Rumsulla—Hult. Ymer.
- HELLBERG, K., 1971. Inlandsisens recession och den senglaciala strandförskjutningen i västra Blekinge och nordöstra Skåne. Lunds univ. naturgeogr. inst. Rapp. och notiser. 9.
- JOHNSSON, G., 1961. Periglaciala dalar i sydligaste Sverige. GFF.
- 1962. Periglacial phenomena in Southern Sweden. Geogr. Annaler.
- JONASSON, K., JONSSON, B., PERSSON, B., 1970. Limnologiska undersökningar av Luhrsjön, Lillsjön, Skärsjön, Ottarpssjön och Ballingslövssjön 1969—1970. Inst. för vattenbyggn. Tekn. Högsk. i Lund. Bull. Ser. B. Nr. 12.
- LINDSTRÖM, A., 1877. Beskrifning till kartbladet Hässleholm. SGU Ser Aa. N:o 61.
- 1878. Beskrifning till kartbladet Herrevadskloster. SGU Ser Aa. N:o 67.
- LUNDQVIST, G., 1942. Var är issjöarnas sediment? GFF.
- & NILSSON, E., 1959. Högsta kustlinjen för hav och issjöar under senkvartär tid. Atlas över Sverige 23—24.
- MATTSSON, A., 1957. Windgeschliffenes Gestein im südlichsten Schweden und auf Bornholm. SGÅ. 33.

- 1961. Asymmetriska dalar i Skåne och på Jylland. SGÅ. 37.
- 1962. Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die nicht-glaziale Formenwelt der Felsenskulptur. Lund.
- MUNTHE, H., 1940. Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kungl. Vet. Akad. Handl. III: 19: 1, Stockholm.
- MÖRNER, N. A., 1969. The late quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast. SGU Ser. C. N:o 640.
- NILSSON, E., 1942. Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. GFF. 64.
- 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. GFF. 75.
- 1958. Issjöstudier i södra Sverige. GFF. 80.
- 1960. Södra Sverige i senglacial tid. GFF. 82.
- PERSSON, T., 1966. Moränmorfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. SGÅ. 42.
- 1967. Glacifluvial morfologi inom delar av Sydsvenska höglandets södra randzon. SGÅ. 43.
- 1969. Skuror och andra erosionsrännor inom Smålands högland. SGÅ. 45.
- RINGBERG, B., 1971. Glacialgeologi och isavsmältning i östra Blekinge. SGU Ser. C. Nr 661.
- RYDSTRÖM, S., 1964. Kvartärgeologiska studier inom Varend, södra Kronobergs län. Manuskrt. Lunds Univ. Kvartärgeol. Inst.
- SVENSSON, H., 1970. Dalgångar i Hallandsåsen och deras funktion i landskapsbildningen. SGÅ. 46.
- TULLSTRÖM, H., 1954. Kvartärgeologiska studier inom Rönneåns dalbäcken i nordvästra Skåne. SGU Ser. C. N:o 530.

FÖRKORTNINGAR

GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

SGU=Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm.

SGÅ=Svensk Geografisk Årsbok, Lund.

Kartorna fig. 3, 5 och 6 godkända ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk 1971. 12. 21.

CORRECTIONS

p.14 1.3 'crag's; read 'pre-crag's'

p.23 1.2 (from the bottom) of errors; read of errors

p.24 fig.10 & p.29 fig. 14a; contour intervals 2,4,6,8
10,12 % according to MATTSSON (1955,p.51)

p.51 1.9 (from the bottom) crag; read pre-crag

1966 p.107 1.9 HÖGBOM, P.A., ; läs HÖGBOM, A.G.,

1971 p.76 1.5 (from the bottom) Lendstorp; läs Ledstorp

p.86 1.10 (from the bottom) Vanåfors; läs Vanåsfors

